

Lehrbuch der Allgemeinen Geographie
Band 1

Lehrbuch der Allgemeinen Geographie

Begründet von Erich Obst
Herausgegeben von Josef Schmithüsen

Autoren der bisher erschienenen Einzelbände

J. Blüthgen †, Münster; K. Fischer, Augsburg;
H. G. Gierloff-Emden, München; Ed. Imhof, Zürich;
H. Louis, München; E. Obst, Göttingen; J. Schmithüsen, Saarbrücken;
S. Schneider, Bad Godesberg; G. Schwarz, Freiburg i. Br.;
M. Schwind, Hannover; W. Weischet, Freiburg i. Br.; F. Wilhelm, München



Walter de Gruyter · Berlin · New York 1979

Allgemeine Geomorphologie

von

Herbert Louis

4., erneuerte und erweiterte Auflage
Textteil und gesonderter Bilderteil

unter Mitarbeit von

Klaus Fischer

Textteil



Walter de Gruyter · Berlin · New York 1979

Autoren

Dr. Herbert Louis
em. o. Professor der Geographie
Universität München

Dr. Klaus Fischer
o. Professor der Geographie
Universität Augsburg

Der Textteil enthält 146 Figuren und 2 Beilage Karten

Der Bilderteil enthält 174 Bilder mit Erläuterungen

CIP-Kurztitelaufnahme der Deutschen Bibliothek

Lehrbuch der allgemeinen Geographie / begr. von Erich Obst.
Hrsg. von Josef Schmithüsen. Autoren d. bisher erschienenen
Einzelbd.: J. Blüthgen . . . – Berlin, New York: de Gruyter.
NE: Obst, Erich [Begr.]; Schmithüsen, Josef [Hrsg.]
Bd. 1. – Louis, Herbert: Allgemeine Geomorphologie

Louis, Herbert:

Allgemeine Geomorphologie: Textteil u. gesonderter Bilderteil /
von Herbert Louis. Unter Mitarb. von Klaus Fischer. – Berlin,
New York: de Gruyter.

ISBN 3-11-007103-7

Textteil. – 4., erneuerte u. erw. Aufl. – 1979. –

(Lehrbuch der allgemeinen Geographie; Band 1)

© Copyright 1979 by Walter de Gruyter & Co., vormals G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, J. Guttentag, Verlagsbuchhandlung, Georg Reimer, Karl J. Trübner, Veit & Comp., Berlin 30. Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung, vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (durch Photokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Printed in Germany.

Satz und Druck: Walter de Gruyter & Co., Berlin. – Bindearbeiten: Lüderitz & Bauer, Buchgewerbe GmbH, Berlin.

Vorwort zur vierten Auflage

Nachdem die beiden ersten Auflagen von 1960 und 1961 in kürzester Frist vergriffen waren, wurde die dritte von 1968 erheblich weiterentwickelt und für eine längere Laufzeit vorgesehen. Seither hat die Geomorphologie zusammen mit den übrigen Geowissenschaften wiederum große, in manchen Bereichen außerordentliche Fortschritte gemacht. Gerade gegenwärtig scheint ein erneuerter Überblick angebracht. Er möchte unter Beibehaltung des tragfähigen Bestands an älteren Grundlagen mit den neueren Erkenntnissen an der Geomorphologie weiterbauen. Die vierte Auflage ist daher bei Wahrung des Grundkonzepts das Ergebnis einer durchgehenden Überarbeitung und Ergänzung der Vorhergehenden.

Die Einführung (Kap. I) wurde durch einen Abschnitt über den Aufbau des Buches ergänzt. Das den größten Formenanlagen der Erdoberfläche gewidmete Hauptkapitel II erhielt durch Auswertung der inzwischen gewaltig erweiterten Kenntnis über die ozeanischen Räume in den entsprechenden Abschnitten eine weitgehend neue Fassung. Die Übersicht des Reliefs der Erde (Beilage Karte 1) wurde für den submarinen Anteil hauptsächlich nach den Ozeankarten des „Atlas zur Ozeanographie, Mannheim 1968“ vollständig neu entworfen. Die Hypsographische Kurve der Erde erweist sich, gerade bei Berücksichtigung der neuen Daten über das submarine Relief, als ungeeignet, eine über die Grundtatsache der Zweigliederung der maximalen Häufigkeit der Höhen auf der Erde hinausgehende nähere Vorstellung von den auffälligsten Eigenarten des irdischen Reliefs zu vermitteln. Deswegen wurde neben der Hypsographischen Kurve ein neues „Morphotektonisches Höhendiagramm der Erde“ entwickelt, das der Veranschaulichung eben dieser größten Formenanlagen dienen möchte. Gleichzeitig wurden jene Fakten, die so stark auf die Bedeutung subkrustaler Strömungen für die größten Züge des Erdreliefs hinweisen, näher erörtert. Den Ausführungen über die geologischen Gegebenheiten von besonderer geomorphologischer Bedeutung wurde unter Abänderung der früheren Inhaltsfolge eine stark erweiterte Neubehandlung der Erscheinungen des Vulkanismus angegliedert.

Wesentliche Weiterentwicklung erfuhren ferner Teile des Hauptkapitels III über die feinere Gestaltung der Oberflächenformen. Dieses hat zudem zur Verdeutlichung den Untertitel „Grundlinien einer Prozeßgeomorphologie“ erhalten. Die Diskussion der Grundbegriffe der Geomorphologie und besonders der Hauptglieder des Abtragungsmechanismus wurde mit dem Ziel einer verbesserten Folgerichtigkeit erneuert. Die Darstellung der Verwitterungsvorgänge wurde sehr vertieft. Die flächenhaft wirkenden Abtragungsvorgänge erhielten in den Kapiteln über „Böschungsabtragung und Abtragungsböschungen“ eine neue Bearbeitung. Insbesondere wird dort ausgeführt, daß langsam wirkende Böschungsabtragung sowohl durch Oberflächenspülung, durch Solifluktion, durch Versatzdenudation wie auch durch initiale fluviale Linearerosion in mannigfaltigen klimatischen Diffe-

renzierungen zustande kommt, und daß die sogenannte Flächenbildung als Vorgang bzw. als Ergebnis besonderer Typen derartiger Böschungsabtragung anzusehen ist.

In entsprechender Weise gibt es in den Kapiteln über die Flußarbeit u. a. weiter durchgeführte Darlegungen über die Flußbetten und über die dominierende fluviale Linearerosion. Im Gefolge der Letztgenannten entwickeln sich die begleitenden Abtragungsböschungen in jeweils mehr oder weniger großen Teilen zu Böschungen mit überwiegend unmittelbar gegen die betreffende dominierende Tiefenlinie hinzielender Richtung. Solche Böschungen sind dann der betreffenden dominierenden Tiefenlinie mehr als nur hydrographisch tributär. Sie sind ihr als spezifisch ausgerichtete Formen „geomorphologisch tributär“. Sie bilden zusammen mit der zugehörigen dominierenden Tiefenlinie ein Tal. Als eine weiterweisende Folgerung aus diesen Überlegungen ergibt sich, daß Flächenbildung und Talbildung nur ungenau als komplementäre Begriffe anzusehen sind, als welche sie häufig verwendet werden.

Auch die übrigen Unterteile des Hauptkapitels III haben mehr oder weniger große Überarbeitungen und Ergänzungen erhalten. Im Hauptkapitel IV über die typischen Formenvergesellschaftungen auf der Erdoberfläche wurden zugleich kennzeichnende Arten des Ineinandergefügtseins verschiedener Reliefgenerationen stärker als früher hervorgehoben.

Bei der Angabe von Literatur und von Beispiel-Vorkommen wurde, wie in den früheren Auflagen, mehr Gewicht auf grundlegende Originalarbeiten gelegt, auch wenn diese älteren, ja weit zurückliegenden Datums sind, als auf letzte Äußerungen, sofern diese nicht ausschlaggebende Bedeutung haben.

Um ein befriedigendes Gelingen der angedeuteten Neugestaltungen in den immer weiter verzweigten Teilgebieten der Geomorphologie und bei der ständig verfeinerten Hilfeleistung seitens der Nachbardisziplinen besser zu sichern, hat der bisherige Alleinautor Herrn Prof. Dr. Klaus Fischer, Augsburg, um seine freundliche Mitarbeit gebeten. Die gemeinsame Arbeit war, wie ich glaube, für uns beide erfreulich. Sie erfolgte in folgender Arbeitsteilung: Herr Fischer hat hauptsächlich die Kapitel über die geologischen Grundvorstellungen, die geologischen Hauptstrukturen, den Vulkanismus, die Verwitterungsvorgänge und das Karstrelief überarbeitet und vervollkommenet. Ich selbst tat das Entsprechende für die Einführungskapitel und für die Abschnitte über die größten Formenanlagen, über die geomorphologischen Grundbegriffe, Böschungsabtragung und Abtragungsböschungen, das Fluvialrelief und die Talbildung, über die klimatischen Typen und die strukturellen und morphotektonischen Beeinflussungen des Fluvialreliefs, die Küstenformen, die Geomorphologie des Meeresbodens. Die Kapitel über den glazialen Formenschatz, über die durch Windwirkungen bestimmten Formen und die typischen Vergesellschaftungen von Oberflächenformen, auch von Reliefgenerationen haben wir beide überarbeitet. Doch wurde die Neugestaltung aller Kapitel stets auch vom anderen Autor durchgesehen und gemeinsam erörtert.

Auch die Neuauflage ist bestrebt, die für die Oberflächenformen jeweils im einzelnen kennzeichnenden Fakten möglichst sachgerecht zu beschreiben, die erkennbaren Gestaltungsvorgänge klarzulegen und die Erscheinungen gemäß ihrer

allgemeinen Bedeutung möglichst folgerichtig zu einem System zusammenzufügen. In strittigen Fragen wurde, soweit eine Entscheidung möglich schien, die eigene Stellungnahme deutlich gemacht und begründet.

Wenige Wochen nach der Ablieferung des Manuskripts ist die sehr lange angekündigte Klima-Geomorphologie von Julius Büdel erschienen. Sie konnte für unsere Darstellung nicht mehr ausgewertet werden. Das Werk befaßt sich speziell mit der „subaërischen Reliefsphäre“ und deren Formenentwicklung während der „geomorphologischen Ära“. Für diesen sehr großen Teilbereich der Geomorphologie bietet es mit den, an ausgesuchten Beispielen herausgearbeiteten Analysen der klima-regionalen und klima-geschichtlichen Unterschiede der Verwitterungsprozesse und der auf der Abfuhr von Lockermassen beruhenden Formungsprozesse höchst wertvolle Ergänzungen zum vorliegenden Buch. Denn es enthält gedrängt vor allem die wichtigsten Ergebnisse von Büdels eigener Feldforschung. Diese Wertschätzung wird für uns nicht gemindert dadurch, daß wir in gewissen Bereichen zur Aufhellung der Zusammenhänge Ansätze, die von Büdels Konzept abweichen, für weiterführend halten und in unserem Buch verwenden.

Herrn Prof. Dr. Friedrich Wilhelm vom Geographischen Institut der Universität München sind wir für großzügige Hilfe bei der Neuherstellung der Karte des Reliefs der Erde durch Kartographen seines Lehrstuhls zu großem Dank verpflichtet, ebenso Herrn Prof. Dr. Gustav Angenheister, Universität München, und Herrn Priv. Doz. Dr. Nikolai Petersen, Universität München, für freundliche Beratung in geophysikalischen Fragen.

Bei der Überarbeitung der vorhandenen Auflage und der Einfügung der Neuabschnitte können trotz der Bemühung um Einheitlichkeit vereinzelt kleine Unausgeglichenheiten der Wortbildung oder der Schreibweise stehen geblieben sein. Das Verständnis stören sie nicht. Wir hoffen, der Leser wird freundlich darüber hinwegsehen.

Meiner lieben Frau danke ich von Herzen für manchen guten Rat bei der Abklärung des Manuskripts und weiter für ihre unermüdliche Hilfsbereitschaft, mit der sie in Maschinenschrift die neuen Manuskriptteile und die Literaturkartei erstellt sowie durch sorgfältiges Korrekturlesen und riesenhafte Arbeit an der Zurichtung der Register das Werden des Buches gefördert hat. Großen Dank schulden wir ferner Frau Wilma Hornung am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Augsburg für viele Schreib- und Ordnungsarbeit an weiteren Teilen von Manuskript, Literaturverzeichnis und Register. Endlich haben wir den Herren Priv. Doz. Dr. Gerhard Vorndran, Dr. Otto Hiller und Karl Heinz Theißig für ihre Hilfe beim Korrekturlesen und dem Verlag für großes Verständnis bei der Ausstattung und Drucklegung des Werkes sehr zu danken.

Zugleich im Namen von Herrn Kollegen Klaus Fischer

München, im Herbst 1978

Herbert Louis

Inhalt

Vorwort	V
Gliederung des Textes	IX
Verzeichnis der Textfiguren und der Beilage Karten	XX
Verzeichnis der Bilder im Bilderteil (BT)	XXV
I. Einführung	1
A. Aufgabe, Stellung und Arbeitsweise der Geomorphologie	1
B. Geschichte der geomorphologischen Fragestellung	3
C. Aufbau des Buches	5
II. Die größten Formenanlagen der festen Erdoberfläche, Grundzüge der Höhenverteilung auf der Erde	11
A. Die statistische Verteilung der Höhen	11
B. Geomorphologische Kennzeichnung und regionale Anordnung der größten Formenanlagen	15
1. Überschneidungen der statistischen Höhengliederung mit der morphotektonischen Großgliederung der Erde	15
2. Felder- und Kettenrelief der Kontinente, ozeanisches Kettenrelief	18
3. Kontinente-Bereich und kontinentfreier Bereich der Erdoberfläche	21
4. Der Ozean des Kontinente-Bereichs und seine Umrahmung	21
5. Der Ozean des kontinentfreien Bereichs und seine Umrahmung	25
6. Mediane ozeanische Rücken und Felderrelief der Tiefsee	27
7. Einzelkontinente und Teilozeane	29
C. Zur Deutung der größten Formenanlagen	31
1. Isostasie	31
2. Tiefenbau der Erde und Bedeutung der Asthenosphäre	32
3. Kontinentale und ozeanische Erdkruste	35
4. Kettenrelief und Tiefenwulst von Gebirgen als Folge von subkrustalen Unterströmungen	38
5. Mediane ozeanische Rücken als Folge von subkrustalen Unterströmungen	41
6. Große kontinentale Grabensysteme, ozeanische Lineamente	42
7. Zusammenfassung zum gegenwärtigen Stand der Deutung der größten Formenanlagen	43
D. Geologische Gegebenheiten von besonderer geomorphologischer Bedeutung	47
1. Geologische Grundvorstellungen	47
Vorbemerkung	47
Die Haupttypen der Gesteine	47
Geologische Struktur, Petrographische Struktur und Textur (Lagerungsverhältnisse, Lagerungsstörungen, Feingefüge)	51
Faltung, Großverbiegung und Aufbeulung	53
Brüche, Flexuren	55

X Inhalt

2. Hauptstrukturen insbesondere der Festländer	57
Strukturen des Kettenreliefs	57
Strukturen der kontinentalen Flachländer	60
Schichttafelländer – stabile geologische Schelfe S. 60 – Bruchschollenländer – labile geologische Schelfe S. 61 – Kontinentalschilde – Kontinentalkerne – Kontinentalschwellen S. 62	
Strukturen der ozeanischen Räume	63
3. Vulkanische Aufbauformen und ihre Begleiterscheinungen	63
Einführung	63
Physikalisch-chemische Eigenschaften der Magmen und Laven und ihre geomorphologische Bedeutung	64
Typisierung vulkanischer Tätigkeit und ihrer Förderprodukte	66
Bau und Form der Vulkane	70
Lavavulkane: Ergußdecken, Schildvulkane S. 71 – Ignimbritdecken S. 73 – Lockermaterialvulkane, Maare, Pyroklastit-Kegel S. 74 – Gemischte Vulkane: Stratovulkane, Staukuppen S. 77 – Calderen, vulkano-tektonische Horste S. 82	
Vulkanische Abdämmung	85
Submariner Vulkanismus	85
Vulkanismus und Krustenbau, Verbreitung der Vulkane	87
4. Meteoritenkrater	89
III. Die feinere Gestaltung der Oberflächenformen, Grundlinien einer Prozeß-Geomorphologie	91
A. Grundüberlegung und Grundbegriffe	91
1. Formbeschreibende Grundbegriffe	91
2. Aufschüttungs- und Abtragungsformen	96
3. Hauptglieder des Abtragungsmechanismus	99
Gesteinsaufbereitung als Voraussetzung der Abtragung	99
Flächenhafte Abtragung durch unmittelbare Massenschwerebewegung, Denudation	100
Massentransporte, Erosion	100
Flächenhafte Abtragung durch Erosion	101
Linienhafte Abtragung, Linearerosion	102
Linearerosion durch Flüsse	102
Dominierende Linearerosion der Flüsse S. 103 – Initiale fluviale Linearerosion als nebengeordneter Vorgang der flächenhaften Abtragung S. 104	
Abtragung löslicher Gesteine, Karstphänomen	108
Brandungsabtragung, Massenumlagerung in stehenden Gewässern	108
Anthropogene Formenänderungen	108
4. Allgemeiner Ablauf der Reliefentwicklung: Erosionsbasis, Reliefentstehung, Reliefbeseitigung	109
B. Grundtatsachen der Gesteinsaufbereitung	110
1. Vorbemerkung	110
2. Physikalische Verwitterung	111
Unmittelbare Temperaturverwitterung	111
Frostverwitterung (mittelbare Temperaturverwitterung)	113
Physikalische Verwitterung durch biologische Vorgänge	115
Physikalische Verwitterung in der Brandungszone	115
Kluftbildung durch Entlastung	115
3. Chemische Verwitterung	118
Verwitterung durch Lösung	118
Hydratationsverwitterung	119

Die weitergehende Verwitterung der Silikatminerale, Hydrolyse	122
Oxidation	124
Tonmineralbildung	125
Illite S. 126 – Montmorillonit oder Montmorillonitgruppe (Smektitgruppe)	
S. 126 – Kaolin- oder Kaolinitgruppe S. 127.	
Siallit-, Allit- und Ferrallitverwitterung	128
Chemische Verwitterung durch biologische Vorgänge	131
Subaquatische Verwitterung	132
4. Zonale Unterschiede der Verwitterung	132
C. Böschungsabtragung und Abtragungsböschungen	138
1. Einführung, Abtragungsböschungen	138
2. Wandformen und Abtragungsvorgänge an Wänden	139
Wandformen	139
Zurückweichen einer Wand	139
Wandfuß und Haldenhang bzw. Glatthang in den Außertropen	140
Sturzhalden (Schutthalden), insbesondere in den Außertropen	141
Auslaufende und weiterlaufende Wandentwicklung	142
Formen am Fuß persistierender Wände: Glatthang, Pediment, Rampenhang	142
Ursachen der Neubildung von Wänden, Besonderheit der Inselberge	143
Einfluß wechselnder Gesteinsbeschaffenheit auf die Wandformen	146
Einfluß von Lagerungsverhältnissen S. 146 – Klimaempfindlichkeit verschiedener Gesteine bei der Wandbildung S. 148 – Einfluß des Zerteilungshabitus der Gesteine S. 149 – Sonderstellung bestimmter Massengesteine S. 149	
3. Ergebnisse von Vorgängen der Böschungsabtragung mit großer Augenblicksleistung	152
Vorbemerkung	152
Fels- und Bergstürze	153
Gleitungen (Schlipfe)	154
Rutschungen	155
4. Mäßig steile bis flache und extrem flache Abtragungsböschungen und ihre Abtragungsvorgänge	158
Mäßig steile bis flache Abtragungsböschungen der subpolaren bzw. subnivalen Bereiche	159
Allgemeines S. 159 – Freie Gélisolifluktion und Frostmusterflächen S. 160 – Periglaziale Block-Fließmassen, Block-(Pseudo)Gletscher S. 163 – Gebundene Gélisolifluktion, Vegetationsgirlanden S. 164 – Kryoplanation S. 166 – Aufwölbung durch Frostwirkung S. 166 – Frostspalten, Eiskeile S. 167 – Dellen S. 167 – Größenordnung der Abtragung S. 168	
Mäßig steile bis flache Abtragungsböschungen in den Waldgebieten der Mittelbreiten	168
Steile bis flache Abtragungsböschungen in den Waldgebieten der Subtropen	172
Steile bis flache Abtragungsböschungen im frostreichen Gürtel der Trockengebiete	174
Steile bis extrem flache Abtragungsböschungen im frostarmen Gürtel der Trockengebiete	176
Allgemeines S. 176 – Pedimente S. 177 – Hamada (auch Hammada) S. 182 – Staubdecken S. 182 – Größenordnung der Abtragung S. 183	
Steile bis extrem flache Abtragungsböschungen in den wechselfeuchten Tropen und verwandten Klimaten	183
Blockinselberge S. 183 – Rampenhänge S. 184 – Allgemeine Besonderheit der Böschungsabtragung in den wechselfeuchten Tropen S. 191 – Größenordnung der Abtragung S. 192	
Sehr steile bis flache Abtragungsböschungen in den dauernd feuchten Tropen und verwandten Klimaten	193

5. Zur Theorie des Entwicklungsgangs gleichlaufender Abtragungsböschungen	195
Gleichlaufende (homologe) Abtragungsböschungen	195
Modellvorstellungen zum Entwicklungsgang der flächenhaften Abtragung auf gleichlaufenden Abtragungsböschungen	198
Einführung und Grundfrage über den Entwicklungsgang von Abtragungsböschungen S. 198 – Entwicklungsgang von mäßig steilen bis flachen Abtragungsböschungen bei vorherrschender langsamer Versatzdenudation S. 200 – Entwicklungsgang von steilen bis extrem flachen Abtragungsböschungen bei vorherrschender Flächenspülung S. 202 – Zum Kenntnisstand über die dauerfeuchten Tropen S. 203	
Entwicklung an Singularstellen gleichlaufender Abtragungsböschungen	204
Entwicklung an Wasserscheiden S. 204 – Entwicklung an markanten Gefällsbrüchen auf gleichlaufenden Abtragungsböschungen, Gesamtüberblick S. 205 – Grenze zwischen Wand und Glatthang bzw. Haldengang in den Außertropen S. 206 – Grenze zwischen Wand und Pediment in den frostarmen Trockengebieten, zwischen Wand und Rampengang in den wechselfeuchten Tropen S. 208 – Grenze zwischen Blocksteilhang und Pediment in den frostarmen Trockengebieten, zwischen Blocksteilhang und Rampengang in den wechselfeuchten Tropen S. 210 – Schwierigkeit der Deutung von Komplikationen im Grenzbereich zwischen Steilhang und flacher Fußböschung S. 211	
6. Andere allgemeine Ansätze aus neuerer Zeit zur Deutung der Hangentwicklung	212
Generelle Überlegungen	212
Mathematisierte Modelle von Abtragungsböschungen	214
 D. Grundzüge der Flußarbeit und ihres Zusammenwirkens mit der Böschungsabtragung bei der Talbildung	216
1. Das Fließen des Wassers und seine Transport- und Korrasionswirkungen	216
Über das Wesen der beteiligten Vorgänge	216
Größenvorstellungen über die erzielbaren Wirkungen	219
Abschätzung langfristiger Mindestwerte der Abtragung	225
2. Gestaltung der Gerinnebetten, fluviale Aufschüttung	227
Fließvorgang und Gerinnebett	227
Flußaufschüttung	232
3. Mechanismus der Talbildung	237
Zusammenwirken von Böschungsabtragung (Hangabtragung) und dominierender fluvialer Linearerosion	237
Verhältnis der Seitenböschungen von Tälern (Talflanken, Talhängen) zum Talgrund allgemein	240
Typen von Talgründen und deren Verknüpfung mit den Seitenböschungen	244
Kerbtalgrund S. 244 – Muldenttalgrund der Tropen S. 247 – Muldenttalgrund der subpolaren und subnivalen Klimate S. 248 – Typen des Sohlenttalgrundes S. 250 – Abtragungstalsohle, Abtragungssohle eines Flusses S. 251 – Abtragungstalsohle extrem flacher Täler der Tropen S. 252 – Aufschüttungstalsohle, Aufschüttungssohle eines Flusses S. 254 – Terrassen, Flußterrassen, Talterrassen S. 254	
Haupttypen der Talgestaltung	256
Kerbtaltypus des fluvialen Abtragungsreliefs S. 256 – Muldentäler der Außertropen S. 257 – Flache bzw. extrem flache Täler der Tropen S. 258 – Kehltäler der Tropen S. 260 – Albert Heims Flußlaufstadien S. 260	
4. Energiehaushalt und Längsprofil der Flüsse	261
Vom Energiehaushalt der Flüsse	261
Rückschreiten der Erosion	263

Gleichgewichtszustand und Ausglättungszustand der Flüsse	264
Regeln der Weiterentwicklung des Längsprofils von Flüssen im Ausglättungszustand	269
5. Gesamttrichtung der fluvialen Abtragung, Endrumpffläche im Meeresniveau und Abtragungsfachland unabhängig vom Meeresniveau	274
E. Klimatische Typen des fluvialen Reliefs, besonders des fluvialen Abtragungsreliefs . . .	275
1. Vorbemerkung	275
2. Fluviales Relief der subpolaren bzw. subnivalen Gebiete	277
3. Fluviales Relief in den Waldgebieten der Mittelbreiten	278
4. Fluviales Relief in den Waldgebieten der Subtropen	281
5. Fluviales Relief in den Trockengebieten	283
Allgemeines	283
Relief der frostreichen Trockengebiete	284
Relief der frostarmen Trockengebiete	286
6. Fluviales Relief in den wechselfeuchten und feuchten Tropen	289
Verwitterung und Böschungsabtragung (Steilhänge, Rampenhänge)	289
Flachtäler der wechselfeuchten Tropen	293
Reine tropische Flachtäler und tropische Flachtäler mit Rahmenhöhen	296
Auftragungen im Abtragungs-Flachrelief der Tropen und ihre Talformen	301
Kehltäler und Kerbtäler S. 302 – Betont klimabedingte Kehltäler S. 302 –	
Betont reliefbedingte Kehltäler S. 304	
Muldentalfornien im subtropischen Monsungebiet	307
Kerbtalfornien der immerfeuchten Tropen	308
F. Das fluviale Abtragungsrelief: Abhängigkeit von Struktur und Morphotektonik neben jener vom Klima	310
1. Vorbemerkung	310
2. Das Flußnetz und seine Veränderlichkeit	311
Flußnetz und Abdachung	311
Konsequente Entwässerung	312
Talmäander	313
Anzapfung	315
Überschüttung von Wasserscheiden	317
3. Anpassung an schwach geneigte Schichttafeln, das Schichtstufenrelief	319
Grundvorstellung	319
Ergänzendes zur Beziehung zwischen Oberfläche und Schichtenbau	326
Frage der klimageomorphologischen Differenzierung	329
Heterolithische und homolithische Schichtstufen	331
Ausgangspunkte für weitere Untersuchungen	333
4. Anpassung an kräftige Lagerungsstörungen	335
Härtling, Ausraum, Schichtkamm, Schichttalung	335
Flächenflexur	336
Bruchstufe, Bruchlinienstufe	336
Faltenstruktur, Reliefumkehr	337
5. Talbildung im Widerspruch zu Struktur und Morphotektonik	340
Epigenese	340
Durchbruch infolge von rückschreitender Erosion und von Antezedenz	343
6. Systematische Talasymmetrie aus verschiedensten Ursachen	350
7. Beeinflussung der Talbildung durch großräumige, sanfte (vor allem epirogenetische) Krustenbewegungen	353
Ältere Vorstellungen	353
Versuch eines weiterführenden Ansatzes	354

Der Fall reiner Schollenhebung	354
Der Fall reiner Schollenkipfung	357
Der Fall der Schollenwölbung	360
Zusammenfassung	360
8. Stockwerkgliederung des fluvialen Abtragungsreliefs	362
Intakte Rumpfflächen und Rumpftreppen	362
Unabhängigkeit der Rumpfflächenbildung vom Meeresspiegel	364
Bedeutung von Klimaänderungen für die Rumpfflächenbildung.	368
Bildung von Rumpftreppen in den Tropen durch Krustenbewegungen	369
Bildung von Rumpftreppen in den Tropen durch Klimawechsel	375
Büdelns Theorie der doppelten Einebnungsfläche in den Tropen, Einflüsse von Verschüttungserscheinungen	356
Nachträglich zertalte Rumpfflächen und Rumpftreppen der Außertropen	377
Gesichtspunkte zur Deutung der zertalten Rumpfflächen und Rumpftreppen der Außertropen	378
G. Das Karstrelief	382
1. Einführung	382
2. Charakterformen der Karstlandschaften	384
Karren	384
Bedeckter Karst, unterirdischer Karst	388
Karstschlote, Karrendolinen, Karstspalten, Karstgassen	389
Dolinen und Uvalas	390
Poljen	392
Kegelkarst, Turmkarst, Halbkugelkarst, Kuppenkarst	393
Die Frage klimageomorphologischer Differenzierung der Charakterformen des Karstes	394
3. Die hydrographischen Entwicklungsbedingungen und ihr Einfluß auf das Karstrelief	395
Historischer Rückblick	395
Der heutige Stand karsthydrographischer Forschung	397
Phreatische und vertikal-vadose Zone des Karstes	399
Karsthydrographische Wegsamkeit und ihre Bedeutung für das Karstrelief	402
Karstverebnung und Poljebildung im Vorfluterniveau	405
Poljebildung im Niveau wasserunlöslicher Ablagerungen	406
Nachsackungstalungen als Ergebnis unterirdischer Salzauslaugung (Subrosion)	409
4. Kalkausfällung und ihre Folgeformen	411
H. Der glaziale Formenschatz	414
1. Entstehung und Eigenschaften der Gletscher	414
Vorbemerkung	414
Entstehung, Feinstruktur und -textur des Gletschereises	415
Thermische Gletscher- und Schneetypen	416
Gesamtgefüge und Bewegung der Gletscher	417
Ergänzendes zur Gletscherbewegung	421
Schneegrenze, Gleichgewichtsgrenze des Gletscherhaushalts, Firnlinie	426
Präzisierungen des Schneegrenzbegriffs	428
Gleichgewichtsgrenze (Gleichgewichtslinie) des Gletscherhaushalts	430
Firnlinie	430
Orographische Typen der Vergletscherung	432
Form der Gletscheroberfläche, Gletscherspalten	433
Schmelzwasser	435

2. Moränenentstehung und Gletschererosion	436
Typen der Moränen	436
Moränen-Blockwulst-Massen	438
Arten der Gletschererosion, Bedeutung der Klüftung und der subglazialen Schmelzwasser	440
Größe der Gletschererosion	442
3. Oberflächenformen der glazialen und der glazifluvialen (fluvioglazialen) Ablagerungen	443
Außensaumformen der Eisrandlagen	443
Subaquatische Sonderausbildung von Eisrandlagen	448
Innensaumformen der Eisrandlagen	449
Formenschatz im Hinterland der Eisrandlagen	454
Altmoränenlandschaft	457
4. Oberflächenformen der glazialen und glazifluvialen Abtragung	458
Rundhöckerlandschaft	458
Trogtäler	459
Theorie der Trogbildung	462
Kare	469
Wesen und Größenmaße der Karbildung	473
5. Die vom Grundrelief bedingten Typen glazialer Abtragungslandschaften	480
I. Der durch Windwirkungen bestimmte Formenschatz	483
1. Einführung	483
2. Deflation und Windkorrasion	488
3. Sandschüttungen des Windes. Allgemein (Flugsand, Dünen, Rippeln)	494
4. Äolische Ablagerung und Abtragung in der Wüste, Aufbauformen aus Flugsand, Gebiete äolischer Abtragung	497
Sandebenen, Sandtennen	500
Elementarformen der Wüstendünen: Schilddüne, Sif-Düne	500
Mäßig gegliederte Wüstendünen, Längsdünen: Silk, Sicheldünen, Barchan, Querdünen, sonstige Formen	500
Stärker komplexe Wüstendünen: Ghourd-Dünen, Drâa-Dünen und ihre Anordnungsmuster, Aklé-Dünen	505
Große Dünenfelder der Wüste: Ergs	508
Die Sandströmungszone der Wüste im ganzen	509
Anteil der Windwirkungen an den Formenvergesellschaftungen der Wüste	511
5. Dünen humider Gebiete	515
Binnenlanddünen Mitteleuropas (Parabel- und Strichdünen)	515
6. Küstendünen	516
7. Staubablagerungen, Löß	517
K. Die Küstenformen	522
1. Einführung	522
2. Grundtatsachen der Wellenbewegung	525
Wirkung einer flach seewärts abtauchenden Unterwasserböschung	529
3. Gestaltende Vorgänge und Formen der Tiefwasserküsten	532
Brandung und Schorre der Tiefwasser-Steilküste	532
Brandung und Schorre der niedrigen Tiefwasserküste	538
Massenbewegungen auf der Schorre	539
Kräftig geprägte Tiefwasserküsten mit und ohne Kliff, schwach geprägte Tiefwasserküsten	545
Ausgleichsküste als Entwicklungsziel der kräftig geprägten Tiefwasserküsten	547
Ausmaß der marinen Abrasion	548
Beeinflussung der Küstengestaltung durch Meer-Eis	548

Beeinflussung der Küstengestaltung durch warmes Oberflächenwasser des Meeres	548
Bedeutung der Küstenströmungen	551
4. Gestaltende Vorgänge und Formen der Seichtwasserküsten	553
5. Die Gestaltung der Flußmündungen	557
6. Daueränderungen des Meeresspiegels und ihr Einfluß auf die Küstengestaltung	560
7. Zur Systematik der Küstenformen	562
Systematik der Küsten aufgrund der Auf- und Untertauchbewegungen	562
Systematik der Küsten aufgrund des allgemeinen Reliefcharakters	563
Systematik der Küsten nach kombinierten Merkmalen von Spiegeländerungen des Meeres, Formänderungen durch Küstenprozesse und Charakter des Allgemeinreliefs	565
8. Klimatische Hauptzonen der Küstenformung	565
L. Geomorphologie des Meeresbodens	569
1. Vorbemerkung, Umsatz von Lockermassen im Meer	569
2. Relief der subkontinentalen Meeresbereiche	574
Schelf	575
Kontinentalabhang	576
Submarine Canyons	578
Kontinentalfuß	582
3. Relief der voll-ozeanischen Bereiche	583
Marginal-ozeanische Rücken und Tiefseegräben	583
Median-ozeanische Haupt- und Nebenrücken	585
Relief der Tiefsee-Becken	587
Transversalbrüche der Tiefsee-Region	592
Tiefsee-Einzelberge	593
Tiefsee-Wannen	594
M. Vom Menschen geschaffene oder beeinflusste Formen und Formungsvorgänge	595
1. Formverändernde Auswirkungen der Materialentnahme <i>an</i> der Erdoberfläche	595
2. Formverändernde Auswirkungen der Materialentnahme <i>unter</i> der Erdoberfläche	598
3. Flächen mit naturfremder Überkleidung oder Überbauung	600
4. Terrassierung des Landes	602
5. Künstliche Küsten und Landgewinnung	603
6. Regulierung der Flüsse	604
7. Bodenzerstörung	607
IV. Typische Vergesellschaftungen von Oberflächenformen, auch verschiedener Reliefgenerationen auf der Erde.	613
A. Vorbemerkung: Formenmannigfaltigkeit von Reliefgenerationen und Vergesellschaftung von Anteilen verschiedener Reliefgenerationen	613
B. Formengesellschaften des Felderreliefs	616
1. Bereiche der polaren und subpolaren Region sowie der nivalen und subnivalen Höhenstufe	616
Besonderheiten von Verwitterung und Böschungsabtragung in nicht von Gletschereis bedeckten Gebieten	616
Flachland mit überwiegend glazialer Abtragung	616
Flachland überwiegend periglazialer und fluvialer Abtragung	618
Gebirge des Felderreliefs im polaren und subpolaren bzw. nivalen und subnivalen Bereich	618
Schichttafellandschaften der polaren und subpolaren Region	619
Aufschüttungs- und Abtragungslandschaften aus Lockersteinen in der Polar- und Subpolarregion	620

2. Formengesellschaften innerhalb der humiden Mittelbreiten	621
Besonderheiten von Verwitterung, Böschungsabtragung und Talbildung	621
Besonderheiten des Gebirgsreliefs	623
Zerschnittene Faltenrumpflandschaften	623
Schichttafellandschaften	626
Tertiär-Hügelländer	626
Abtragungs- und Aufschüttungslandschaften aus Lockergesteinen	626
3. Formengesellschaften in den humiden und semihumiden Subtropen	627
Besonderheiten von Verwitterung, Böschungsabtragung und Talbildung	627
Besonderheiten des Gebirgsreliefs	629
Schichttafellandschaften	629
Bemerkungen zum Karstrelief	629
Abtragungs- und Aufschüttungslandschaften aus Lockergesteinen	630
4. Formengesellschaften in den wechselfeuchten Tropen	630
Besonderheiten von Verwitterung, Böschungsabtragung und Talbildung	630
Intakte Rumpfflächen und Rumpftreppen	631
Zerschnittene Rumpfflächen und Rumpftreppen	632
Über das Alter von Rumpfflächen und die Frage der Vorzeitformen in den wechselfeuchten Tropen	632
Schichttafellandschaften	633
Aufschüttungslandschaften	635
Über die polwärtige Grenze der Rumpfflächenbildung	636
5. Formengesellschaften in den langdauernd feuchten Tropen	637
Besonderheiten von Verwitterung und Böschungsabtragung	637
Erhebungen und Talbildung	637
Tropischer Karst	638
Aufschüttungslandschaften	638
6. Formengesellschaften der semiariden und ariden Gebiete	638
Übereinstimmung und gliedernde Unterschiede	638
Formengesellschaften in den winterkalten Trockengebieten der Mittelbreiten und Subtropen	640
Besonderheiten von Verwitterung und Massenumlagerung S. 640 – Formenunterschiede der Abtragungs- und Aufschüttungsgebiete S. 641 – Formengesellschaften in den nicht-winterkalten Trockengebieten der Subtropen S. 643	
Formengesellschaften in den Trockengebieten der Tropen	645
Wahrscheinlichkeit einer Vertikaldifferenzierung der Formen in den Trockengebieten	646
C. Das Kettenrelief in den verschiedenen Klimazonen	646
1. Vorbemerkung	646
2. Polares und subpolares Kettenrelief	647
3. Kettenrelief der humiden und semihumiden Mittelbreiten und Subtropen	647
4. Kettenrelief der trockenen Subtropen und der beiderseits anschließenden Trockengebiete	648
5. Kettenrelief der humiden Tropen	649
D. Typische Formengemeinschaften der Küsten	649
1. Polare und subpolare Küsten	650
2. Küsten der Mittelbreiten und der Subtropen mit jahreszeitlich kühlem Wasser	650
3. Küsten der Subtropen und Tropen mit ganzjährig warmem Wasser	651
4. Typische Formengesellschaften der Küste als Folge größerer vertikaler oder horizontaler Verlagerungen der Küstenlinie	652

XVIII Inhalt

Literatur	657
I Gesamtdarstellungen und Werke von besonderer Allgemeinbedeutung	657
a) Geschichte der Geographie und der Geomorphologie	657
b) Ältere Gesamtdarstellungen und Abhandlungen von besonderer Allgemeinbedeutung (vor 1945 erschienen)	657
c) Neuere Gesamtdarstellungen und kennzeichnende Abhandlungen zu seit 1945 bevorzugt behandelten Fragen	660
d) Atlas- und Bilderwerke, kartographische Werke zur Geomorphologie, Luft- und Satellitenbild-Interpretation, Geomorphologische Zeitschriften	663
II Die größten Formenanlagen der festen Erdoberfläche	664
A–C Die Grundzüge der Höhenverteilung und ihrer Deutung	664
D Geologische Gegebenheiten von besonderer geomorphologischer Bedeutung 668	
1–2 Geologische Grundvorstellungen, Hauptstrukturen	668
3–4 Vulkanische Aufbauformen, ihre Begleiterscheinungen, Meteoritenkrater 669	
III Die feinere Gestaltung der Oberflächenformen, Grundlinien einer Prozeß-Geomorphologie	671
A Grundüberlegungen, Grundbegriffe; Mathematische Modelle zur Entwicklung von Formen der Erdoberfläche, Methoden der Spezialuntersuchung von Lockermassen 671	
B Verwitterung	672
C Böschungsabtragung und Abtragungsböschungen	676
D Flußarbeit und Talbildung	684
E Klimatische Typen des Fluvialreliefs	687
F Fluvialrelief unter Zusammenspiel von Klima, Struktur und Morphotektonik	693
G Karstrelief	696
H Gletscher und Glazialer Formenschatz	699
J Der durch Windwirkungen bestimmte Formenschatz	707
K Küstenformen	711
L Geomorphologie des Meeresbodens	715
M Vom Menschen geschaffene oder beeinflusste Formen und Formungsvorgänge	717
IV Typische Formen-Vergesellschaftungen und Reliefgenerationen	719
Sachregister	721
Ortsregister	789
Autoren-Register	806
Errata	815

Verzeichnis der Textfiguren und der Beilage Karten

Fig. 1	Hypsographische Kurve der Erde	12
Fig. 2	Morphotektonisches Höhendigramm der Erde (H. Louis, 1977)	18
Fig. 3	Geschwindigkeitsdiagramm der longitudinalen Erdbebenwellen bis 100 km Tiefe	33
Fig. 4	Benennungsdreieck Sand-Ton-Karbonat (nach H. Füchtbauer u. G. Müller, 1970)	49
Fig. 5	Schema geologischer Lagerungsverhältnisse und üblicher Gesteinssignaturen	52
Fig. 6	Schema der Bestandteile einer Schichtfalte (in Anlehnung an K. Metz, 1957)	53
Fig. 7	Typen aufrecht stehender Schichtfalten (nach A. Heim, 1919/22)	54
Fig. 8	Liegende Falten und Faltendecken (nach A. Heim, 1919/22)	54
Fig. 9	Schema der Aufwölbung (nach H. Cloos, 1936)	55
Fig. 10	Schema der Bruch-(Verwerfungs)bildung	56
Fig. 11	Schema einer Flexur (nach K. Metz, 1967)	56
Fig. 12	Alpiner Deckenbau im Wildhornprofil (nach M. Lugeon, 1903)	58
Fig. 13	Dicke der Aschenablagerungen und deren Verbreitung nach der Eruption des Quizapú im April 1932 (nach W. Larsson, 1937)	70
Fig. 14	Karte von Hawaii als Beispiel eines Schildvulkans (Maßstab ca. 1:3 Mio)	72
Fig. 15	SW-NE Profil durch Hawaii und durch einen isländischen Schildvulkan	72
Fig. 16	Karte der Gemündener Maare 1:33 000	76
Fig. 17	Profile durch den Somma-Vesuv (nach A. Rittmann, 1936)	78
Fig. 18	Karte des Fuji 1:400 000	80
Fig. 19	Beispiel einer Staukuppe, Galunggung, Java (nach B. G. Escher, 1920)	82
Fig. 20	Beispiel einer Caldera. Karte des Crater Lake, Oregon, USA 1:150 000	83
Fig. 21	Profil durch den vulkano-tektonischen Horst von Ischia (nach A. Rittmann, 1960)	84
Fig. 22	Schema der Oberflächen beiderseits einer Verwerfung	96
Fig. 23	Schematischer Querschnitt durch eine temporäre Aufschüttungsform	97
Fig. 23a	Dominierende und initiale Tiefenlinien	104
Fig. 24	Druck-Temperatur (P-T) Diagramm: Wasser-Eis bei konstantem Volumen	114
Fig. 25	Hydratation und Hydrolyse eines Silikates, schematisch (in Anlehnung an P. Vageler, 1932 und W. Laatsch, 1957)	120
Fig. 26	Struktur wichtiger Tonminerale (schematisch) und ihre Aufweitbarkeit in Ångström-Einheiten (Å) (nach E. T. Degens, 1968)	126
Fig. 27	Schema des Zurückweichens einer Wand in den Außertropen	140
Fig. 28	Schema der Wandverwitterung in den wechselfeuchten Tropen	144
Fig. 29	Schema der Steilhangverwitterung in den wechselfeuchten Tropen	145
Fig. 30	Südwände des Colorado-Canyons bei Grand Canyon Station (nach H. N. Darton, 1924)	147
Fig. 31	Entstehung eines Blockmeeres in den feuchtheißen Tropen (nach W. Wilhelmy, 1958)	149
Fig. 32	Felssturz von den Spitzen bei Spiringen im Schächental, Uri, Schweiz, 1887 (nach A. Heim, 1932)	153
Fig. 33	Felsgleitung und Bergsturz vom Monte Toc im Vaiont-Tal, Provinz Pordenone, Friaul (nach L. Broili, 1967)	156
Fig. 34	Profil durch die Felsgleitung und den Bergsturz vom Monte Toc (1924 m) in das Vaiont-Tal, Provinz Pordenone, Friaul (nach L. Broili, 1967)	157

XX Verzeichnis der Textfiguren

Fig. 35	Homogener Girlandenboden bei der Tröger Alm über dem Glockner Haus, Hohe Tauern (nach C. Troll, 1944)	165
Fig. 36	Profil eines eiszeitlichen Muldentälchens (nach J. Büdel, 1944)	169
Fig. 37	Typische Hangwuchsform eines jungen Baumes (nach Jos. Schmid, 1955)	171
Fig. 38	Fanglomeratkegel (nach H. v. Wissmann, 1951)	179
Fig. 39	Felsfächer (Pedimente) (nach H. v. Wissmann, 1951)	179
Fig. 40	Pedimentfläche im Gebiet des Wadi Kusheiba, Jordanien 1: 40 000 (nach G. Lindig) 180	
Fig. 41	Beispiele von Inselberg-Steilhängen und angrenzenden Rampenhängen aus Tanzania (H. Louis, 1976)	185
Fig. 42	Rumpfläche und Rumpfstufe östlich von Kabba, SW Nigeria (H. Louis 1977 unter Benutzung von H. Bremer 1971)	187
Fig. 43	Abgrenzung gleichlaufender Abtragungsböschungen durch Wasserscheiden und Tiefenlinien (H. Louis, 1977)	196
Fig. 44	Erläuterung der Hangentwicklung bei vorherrschender langsamer Versatzdenudation in zweidimensionaler Vereinfachung (H. Louis, 1935)	201
Fig. 45	Grenzkurven der Zustandsbereiche von Erosion, Weitertransport und Sedimentation in Flüssen (nach F. Hjulström, 1935)	221
Fig. 46	Prallstellen und Gleitstellen bei einem mäandrierenden Tiefland-Fluß (nach W. Behrmann, 1915)	230
Fig. 47	Schwemmkegel im Loisachtal bei Farchant, Oberbayern. 1: 30 000	232
Fig. 48	Die südliche Oberrheinische Tiefebene und ihre Ränder 1: 500 000	234
Fig. 49	Umlaufseen und Dammuferseen (nach H. Wilhelmy, 1958)	236
Fig. 50	Schematische Querschnitte von Kerbtal und Sohlenkerbtal	244
Fig. 51	Schematisches Talquerprofil mit Hangkanten	246
Fig. 52	Querprofil durch das Lohira-Tal 5 km NE von Songea, Tanzania (H. Louis, 1976) 248	
Fig. 53	Schema der Bildung eines Sohlentales	250
Fig. 54	Schematischer Querschnitt eines tropischen Flachtales	252
Fig. 55	Schema der Talterrassen	255
Fig. 56	Querprofil durch das Ngerengere Tal nördlich von Morogoro (H. Louis, 1964)	258
Fig. 57	Schema der ungestörten Weiterentwicklung eines Fluß-Längsprofils im Ausglättungszustand	270
Fig. 58	Schema der Entwicklung einer gesteinsbedingten Gefällssteile im Ausglättungszustand 271	
Fig. 59	Der Reliefsockel der mitteldeutschen Gebirgsschwelle im Gebiet des Rheindurchbruchs 1: 5 Mio (H. Louis, 1957)	272
Fig. 69	Der Reliefsockel der Niederguineaschwelle 1: 5 Mio (H. Louis, 1957)	273
Fig. 61	Höhenlinienbild der Rumpffläche im Grenzbereich von Ober-Volta und Niger (West-Sudan) 1: 800 000	294
Fig. 62	Schematisches Querprofil eines reinen Flachtales der Tropen und eines tropischen Flachtales mit Rahmenhöhen (H. Louis, 1964)	297
Fig. 63	Schema eines Gratgebirges in den regenfeuchten Tropen (nach W. Behrmann, 1917) 308	
Fig. 64	Sauertalschlinge bei Bourscheid im Ösling, Luxemburg (nach H. Flohn, 1936)	314
Fig. 65	Anzapfung des obersten Inn am Malojapaß 1: 200 000	316
Fig. 66	Tschadsee-Becken und Bifurkation des Logone 1: 6,6 Mio	318
Fig. 67	Schema der Entwicklung einer Schichtstufenlandschaft	321
Fig. 68	Profil der Schwäbischen Alb vom Remstal nördlich des Hohenstaufen zum Lonetal nordöstlich von Ulm 1: 125 000	322
Fig. 69	Schema von Trauf- und Walm-Schichtstufen (nach E. Schunke, 1968 u. H. Blume, 1971) 328	
Fig. 70	Schichtstufenlandschaft mit Front- und Achterstufen (nach H. Mortensen, 1953)	329
Fig. 71	Homolithische Schichtstufen. Schematisches Profil durch den Südost-Ausläufer des Jumbe Salim Plateaus, Süd-Tanzania (H. Louis, 1966)	332

Fig. 72	Schichtkämme und Isoklinaltal im oberen Birsgebiet des Schweizer Jura (nach A. Buxtorf, 1907)	335
Fig. 73	Schnitt durch den Niederrheingraben (nach H. G. Quitzow und O. Vahlensieck, 1955)	336
Fig. 74	Bruchlinienstufe an der „Lausitzer Überschiebung“	337
Fig. 75	Profile durch die Helvetischen Ketten nördlich des Thuner Sees	338
Fig. 76	Reliefumkehr. Profil durch die Siebenberge, Weserbergland 1:75 000	339
Fig. 77	Epigenetische Talanlage. Durchbruchstäler von Donau und Inn bei Passau 1:133 000	342
Fig. 78	Durchbruchstal rückschreitender Erosion. Durchbruch des Çakıt durch den mittleren Taurus bei Tarsus 1:600 000	345
Fig. 79	Antezedentes Durchbruchstal des Green River durch die Uinta Mts. (Wyoming, Utah, Colorado, USA) 1:2 Mio	346
Fig. 80	Längsprofil des Flusses Oguni, Japan (nach A. Sugimura, 1952)	348
Fig. 81	Veranschaulichung der Zertalung eines Flachreliefs als Folge von Krustenbewegungen (H. Louis, 1969)	356
Fig. 82	Schema der Zertalung einer Rumpffläche im wechselfeuchttropischen Bereich (nach O. Jessen, 1936)	363
Fig. 83	Ausschnitt der Rumpfflächen von Madura und Tinevelli in Südindien 1:1 Mio	370
Fig. 84	Ausschnitt aus dem zerschnittenen Rumpfflächen-Relief des Rhein. Schiefergebirges 1:1 Mio	371
Fig. 85	Verbreitung charakteristischer Karstformen im Hagengebirge, Salzburger Alpen (vereinfacht nach K. Haserodt, 1965)	387
Fig. 86	Bedeckter Karst und unterirdischer Karst am Südhazrand zwischen Bleicherode und Walkenried (nach A. Penck, 1924)	388
Fig. 87	Gleichgewichtskurve von CaCO ₃ und CO ₂ (nach J. Tillmans u. a.)	400
Fig. 88	Graphische Bestimmung des Ausmaßes der Mischungskorrosion (nach A. Bögli, 1964)	400
Fig. 89	Höhlenbildung und unterirdische Entwässerung bei Han-sur-Lesse, Südbelgien (nach Ph. H. Kuenen, 1955)	403
Fig. 90	Tropischer Karst in der Sierra de los Organos, Cuba (nach H. Lehmann, 1959)	404
Fig. 91	Schematisches Profil durch die Karsttalung von Çimi bei Akseki, westlicher Mittel-Taurus (H. Louis, 1956)	407
Fig. 92	Auslaugungs-Senke von Benthe bei Hannover 1:100 000	410
Fig. 93	Absenkungsbeträge in Teilen der Mansfelder Mulde (nach G. Sunderlau u. a. 1972)	411
Fig. 94	Plitwitzer Seen in Hochkroatien	413
Fig. 95	Geometrische Theorie des Stationären Gletschers (nach S. Finsterwalder, 1897)	418
Fig. 96	Sechs Bewegungsdiagramme von Gletschern (nach W. Pillewizer, 1957)	420
Fig. 97	Profil durch das grönländische Inlandeis auf der Breite von Station Eismitte nach seismischen Messungen (nach A. Bauer, 1952)	427
Fig. 98	Moränen eines rezenten Talgletschers in seinem Zehrgebiet	437
Fig. 99	Jugendmoränen, Altendmoränen, Sanderschwemmkegel, Trompetentälchen (Münchener Ebene) 1:500 000 (nach C. Troll, 1926)	444
Fig. 100	Aufbau und Hydrographie einer Jungmoränen-Landschaft, Inn-Chiemsee-Gebiet 1:750 000 (nach C. Troll, 1924)	450
Fig. 101	Letzteiszeitliche glaziale Aufschüttungslandschaft in der Umgebung von Berlin etwa 1:750 000 (Nach P. Woldstedt, 1954)	451
Fig. 102	Geomorphologische Skizze des mittleren Odergebietes 1:1,25 Mio (nach H. Louis, 1936)	453
Fig. 103	Das Os von Gjenner, Nordschleswig, nördl. von Apenrade 1:150 000	456
Fig. 104	Schematische Querprofile von Trogtälern (H. Louis, 1952)	460
Fig. 105	Tiefenkarte des submarinen Trogtals des Sulafjords 1:1,4 Mio (nach F. P. Shepard, 1931)	463

XXII Verzeichnis der Textfiguren

Fig. 106	Schema des Bodendrucks eines gedachten Stromes aus elastischen Einzelkörpern (H. Louis, 1952)	467
Fig. 107	Kare des nördlichen Geigenkammes, Ötztaler Alpen etwa 1:28 500	470
Fig. 108	Schema der Schnee-Erosion bzw. der Karbildung (nach I. Bowman, 1916)	474
Fig. 109	Karte des Nemerčka Gebirges im Albanischen Epirus 1:200 000 (H. Louis, 1923)	477
Fig. 110	Schema der Entstehung eines Treppenkares (nach Otto Lehmann, 1920)	478
Fig. 111	Sierra Nevada, Californien. Oberstes Merced River-Gebiet. 1:200 000	482
Fig. 112	Kritische Schubspannung an der Erdoberfläche für die Verfrachtung von Sand verschiedener Korngröße durch den Wind (nach R. A. Bagnold, 1941, 1973)	485
Fig. 113	Geschwindigkeitsverteilung in Luftströmungen bei zwei verschiedenen Schubspannungsgeschwindigkeiten (nach R. A. Bagnold, 1941, 1973)	486
Fig. 114	Erläuterung der Saltation und Reptation (nach R. A. Bagnold, 1941)	487
Fig. 115	Ausschnitt aus der Wannen-Namib 1:60 000 (nach E. Kaiser, 1926)	488
Fig. 116	Verlagerung von Sandrippeln	496
Fig. 117	Richtung der dominanten Sandbewegung in der Sahara (nach J. G. Wilson, 1971)	498
Fig. 118	Umwandlung eines Barchans in eine Sif-Düne (nach R. A. Bagnold, 1941/1973)	502
Fig. 119	Der Nordostwinkel des Großen Östlichen Erg, Südtunesien 1:1 Mio	504
Fig. 120	Der Erg Tan Baradene am Nordrand des Tassili n'Ajjer, Zentral-Sahara 1:1 Mio	506
Fig. 121	Verbreitung typischer Oberflächenformen in der östlichen Zentral-Sahara 1:13 Mio (nach W. Meckelein, 1959)	511
Fig. 122	Binnendünen, Parabeldünen der Warthe-Netze Platte nord-östlich von Birnbaum (Miedzychod) 1:60 000	514
Fig. 123	Schema der Böschungsverhältnisse norddeutscher Bogendünen (H. Louis, 1928)	516
Fig. 124	Verbreitung von Löß auf der Erde (nach A. Scheidig, 1934)	518
Fig. 125	Schema der Orbitalbewegung der Wasserwellen (nach O. Krümmel, 1911)	525
Fig. 126	Schema brandender Wellen (nach Ph. H. Kuenen 1950)	527
Fig. 127	Refraktion der Wellen an der Nordküste der San Clemente Insel 1:40 000 (nach Ph. H. Kuenen, 1950)	531
Fig. 128	Schema der Kliffentwicklung	533
Fig. 129	Kräftig geprägte Tiefwasserküste der Bretagne südlich von Brest 1:200 000	535
Fig. 130	Ausgleichsküste der Insel Wollin, Ostpommern 1:100 000	536
Fig. 131	Schema der Strandversetzung	540
Fig. 132	Profile durch Sandriffe vor der Pommerschen Küste (nach W. Hartnack, 1924)	541
Fig. 133	Strandwälle des Graswarder und Steinwarder bei Heiligenhafen, Ostholstein 1:50 000	544
Fig. 134	Carolinen-Insel Ponape und benachbarte Atolle 1:500 000	550
Fig. 135	Rippstrom vor der Californischen Küste bei La Jolla (nach F. P. Shepard, 1948)	552
Fig. 136	Karte einer Seichtwasserküste mit Gezeitenwechsel, Nordfriesische Wattenmeerküste 1:500 000	554
Fig. 137	Mangrove-Küste bei Tumaco, Südcolumbien etwa 1:11 Mio (nach H. Wilhelmy, 1955)	556
Fig. 138	Schema der Lagerungsverhältnisse in einem Delta	559
Fig. 139	Teilkarte des Rhône-Deltas (Camargue) 1:250 000	560
Fig. 139a	Klimatische Hauptzonen der Küstenformung. Vorläufiger Entwurf von H. Valentin (Vortrag 1975)	567
Fig. 140	Tiefenkarte des östlichen Sundaschelfs, etwa 1:22 Mio (vereinfacht nach Ph. H. Kuenen, 1950)	575
Fig. 141	Schaubild der Randzone des Atlantischen Ozeans im Hudson-Neuschottland-Bereich (nach B. C. Heezen u. M. Tharp, 1959)	577
Fig. 142	Submariner Monterey Canyon südlich von San Francisco, Californien 1:1 Mio (nach F. P. Shepard u. K. O. Emery, 1941)	579

Fig. 142 a	Meeresbodenrelief der Labrador See und Irminger See 1 : 25 Mio (nach G. Sommerhoff, 1978)	588
Fig. 143	Verteilung der Tiefsee-Sedimente 1 : 300 Mio (nach G. Dietrich, 1957)	590
Fig. 144	Profil eines Guyot im Bereich der Marshall Inseln etwa 1 : 0,7 Mio (nach H. H. Hess, 1946)	594
Fig. 145	Braunkohlen-Tagebau im Rheinischen Braunkohlenrevier	597
Fig. 146	Beispiel einer künstlich festgelegten Küste. Deltaland südlich des Jangtsekiang etwa 1 : 3,3 Mio (nach H. Schmitthenner, 1925)	603

Beilage: Karte 1. Übersicht des Reliefs der Erde 1 : 80 Mio.

Karte 2. Höhenlinienbild des Südwestlichen Europa und der angrenzenden Meeresräume 1 : 10 Mio.

Die Beilage ist an der Einbanddecke hinten eingelegt.

Verzeichnis der Bilder im Bilderteil (BT)

	BT
I. Überzonale Erscheinungen exogener Massenbewegungen	
Bild 1	Bergsturzgebiet am Hohen Ifen, Allgäuer Alpen (Aufn. H. Louis) 1
Bild 2	Frana in der Basilicata bei San Giuliano nördlich Potenza (Aufn. W. Weischet) 2
Bild 3	Rutschgelände im Gebiet der Sciare-Wiesen südlich St. Kassian, Südtiroler Dolomiten (Aufn. K. Fischer) 3
Bild 4	Unterwasseraufnahme einer wandernden Grundwalze mit Schotterbewegung (nach H. Mortensen u. J. Hövermann) 4
Bild 5	Strudellöcher im Granit des Bettes der Rench unterhalb Oppenau, Nordschwarzwald (nach G. Wagner) 5
Bild 6	Kreuzschichtung am Roten Kliff bei Wenningstedt, Insel Sylt (nach Henry Koehn) 6
Bild 7	Freie Mäander des Jordan (Aufn. K. Hayesod) 7
II. Erscheinungen vornehmlich der Frostschuttzone, der Tundrenzzone und der subnival-alpinen Höhenstufe	
Bild 8	Frostschuttgipfel, Mösele Ost-Grat, Zillertaler Alpen (Aufn. Geogr. Inst. d. Univ. München) 8
Bild 9	Frostmuster, Steinringe des arktischen Bereichs, Westspitzbergen (Aufn. H. Poser) 9
Bild 10	Frostmuster auf dem Sella-Hochplateau, Südtiroler Dolomiten (Aufn. K. Fischer) 10
Bild 11	Steinstreifen am Col de la Pieres in der Puez-Gruppe/Südtiroler Dolomiten (Aufn. K. Fischer) 11
Bild 12	Frostmuster in den Tropen am Schwarzen Pyramidenberg, Cordillera Real Boliviens (Aufn. C. Troll) 12
Bild 13	Eiskeilspaltenboden von der Taimyrhalbinsel (Aufn. Arktisflug des „Graf Zeppelin“) 13
Bild 14	Der „Kraterseepingo“ im Talboden des Karupelv, Traill Ö, Nordostgrönland (nach F. Müller) 14
Bild 15	Vegetationsgirlanden auf der Muntanya del Dossal, spanische Zentralpyrenäen (Aufn. K. Fischer) 15
Bild 16	Golez-Terrassen, Kryoplanationsterrassen auf einem Sporn am Delger Naryn Nuru, etwa 2950 m, mittlerer Changai, Mongolei (nach H. Richter, G. Haase, H. Barthel) 16
Bild 17	Böschungsabtragung durch Spülrinnen im Vorkarwendel, Luftbild (Aufn. H. Louis) 17
Bild 18	Cimone della Pala, Dolomiten (Aufn. H. Louis) 18
Bild 19	NNW-Seite der Geislergruppe, Südtiroler Dolomiten (Aufn. K. Fischer) 19
Bild 20	Blick nach Westen über den Rytterknaegten (1215 m) auf das vergletscherte Plateau des Arbenz-Kolle (1960 m), Lyells Land, Nordost-Grönland (nach M. Sommer) . . . 20
Bild 21	Edge Insel, Südost-Spitzbergen, „Würmtal“ (Aufn. F. Wilhelm) 21
Bild 22	Prinz-Karl-Vorland, Spitzbergen (Aufn. Norsk Polar-Institut) 22
III. Erscheinungen vornehmlich der humiden Mittelbreiten	
Bild 23	Steinbruch südwestlich von Reistenhausen am rechten Hang des Maintals oberhalb von Miltenberg (Aufn. M. Schuster) 23

	BT
Bild 24 Hakenschlagen bei Naumburg i. Hessen, nordöstlich von Waldeck (Aufn. H. Louis)	24
Bild 25 „Würgeboden“, Kryoturbationserscheinungen, Gänserndorfer Terrasse bei Deutsch-Wagram, Niederösterreich (Aufn. H. Louis)	25
Bild 26 Schuttauflaufen an Laubbäumen (meist Buchen) am linken Diemel-Talhang, südl. der Diemelbrücke bei Karlshafen (Aufn. J. Hagedorn)	26
Bild 27 Blockhalde im Waldgebiet des Lysogóry. Polnisches Mittelgebirge (Aufn. H. Louis)	27
Bild 28 Dioritblöcke als Reste tiefgreifender Vergrusung bei Mitterteich, Wondrabsenke, Oberpfalz (Aufn. H. Louis)	28
Bild 28 Dellen in der Hochregion des südlichen Schwarzwaldes. Blick vom Schauinsland nach Süden (Aufn. H. Louis)	29
Bild 30 Sohlenkerbtal in der Rur-Eifel südlich der Straße Nideggen-Schmidt (Aufn. H. Louis)	30
Bild 31 Kerbtal des Rheins im Schiefergebirge an der Lorelei mit Hochtalboden (Luftbild Strähle, Schorndorf)	31
Bild 32 Talmäander des Mains bei Urphar, Unterfranken (nach N. Creutzburg)	32
Bild 33 Murkegel von Glurns. Blick von der Straße Tartsch-Matsch nach SW. Vinschgau, Südtirol (Aufn. K. Fischer)	33
Bild 34 Murgang auf der Malser Haide vom 23. 8. 1973. Obervinschgau, Südtirol (Aufn. K. Fischer)	34
Bild 35 Aufschüttungsterrassen am oberen Tánaro bei Ceva. Südpiemont, Oberitalien (Aufn. H. Louis)	35

IV. Erscheinungen vornehmlich der humiden Subtropen

Bild 36 Wabenverwitterung, Bröckellöcher im Kalksandstein von Les Baux, Südfrankreich (Aufn. H. Wilhelmy)	36
Bild 37 Felsformen in Oligozän-Konglomeraten des Montserrat, Katalonisches Randgebirge, Spanien (Aufn. K. Fischer)	37
Bild 38 Verwitterter Granit westl. Railleu im Conflent, französische Ostpyrenäen (Aufn. K. Fischer)	38
Bild 39 Tafoni-Bildung an einem erratischen Granitblock im oberen Farkhar Tal am Sporn südöstlich über Dahan-i-Ab, Hindukusch (Aufn. E. Grötzbach)	39
Bild 40 Tafone südlich Arzachena im Granitbergland der Gallura, Nordost-Sardinien (Aufn. O. Hiller)	40
Bild 41 Mandrioli-Paß (1267 m) im M. Falterona-Apennin östlich von Florenz, Blick nach ENE gegen das Tal des Sávio (Aufn. H. Louis)	41
Bild 42 Rachelgebiet am Puerto Minguez (1270 m) in der Sierra de San Just, Iberisches Randgebirge (Aufn. K. Fischer)	42
Bild 43 Sohlenkerbtal des Sávio bei San Piero in Bagno, M. Falterona-Apennin, Romagna (Aufn. H. Louis)	43
Bild 44 Kaplandede Gebirge nördl. von Düzce, Nordanatolien (Aufn. H. Louis)	44
Bild 45 Rokko-zan Gebirge bei Kobe, SW Honshu Japan (Aufn. H. Louis)	45
Bild 46 Sohlenkerbtalrelief in Japan. Nebental des Noshiro-Tales, Provinz Akita, Nord-Honshu (Aufn. H. Louis)	46
Bild 47 Talmäander des Jialing (Jialing)-Flusses, Szechwan, Südchina. Bl. n. Süden flußabwärts (Aufn. Geogr. Inst. d. Univ. München)	47
Bild 48 Felssohlenterrasse am Candigliano 2 km oberhalb der Mündung in den Metauro, Marken-Vorapennin (Aufn. H. Louis)	48
Bild 49 Zerschnittene Pedimentfläche, Fußfläche bei Şeyhli im Gök Irmak-Becken, Nordanatolien (Aufn. H. Louis)	49
Bild 50 Torrentebett (Revmata) des unteren Mórnos westl. Kastraki, Mittelgriechenland (Aufn. K. Fischer)	50

Bild 51	Freigespülte Felsburgen, Granitkuppen und Wollsäcke im nördl. Vorland der Sierra de Gredos, Kastilisches Scheidegebirge (Aufn. K. Fischer)	51
Bild 52	Zerschnittene Rumpffläche der nordanatolischen Randgebirge im Hinterland von Sinop (Aufn. H. Louis)	52

V. Erscheinungen der semihumiden und semiariden Gebiete

Bild 53	Riesenhohlblick auf Aruba, Niederländisch-Westindien (Aufn. H. Wilhelmy)	53
Bild 54	Weiche Formen eines Talanfanges im Sifegölü-Becken, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	54
Bild 55	Badland-Formen im ariden und semiariden Gebiet bei Nallıhan, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	55
Bild 56	Pedimentfläche am Boz Dağ (1152 m), Ostsporn des Callı Dağ südlich von Çihanbeyli, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	56
Bild 57	Zerschnittene Pedimentflächen, Tutup Beli (1100 m), Straßenpaß in der Nordumrahmung des Konya Beckens, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	57
Bild 58	Tal des Qued Ziz im östlichen Hohen Atlas nördl. Rich. Marokko (Aufn. K. Fischer)	58
Bild 59	Zerschnittene Glacis südwestl. Tabernas, Andalusien (Aufn. K. Fischer)	59
Bild 60	Abkommendes Qued (Wadi) Zeroud südwestl. Kairouan, Tunesien (Aufn. K. Fischer)	60
Bild 61	Chott Djerid von der Piste Tozeur-Kebili (Aufn. K. Fischer)	61
Bild 62	Staubsturm über Khartoum und dem Nil (Aufn. W. G. Kendrew)	62
Bild 63	Lößlandschaft bei Wu-tai-hsien, Prov. Schansi, China (Aufn. Th. Benzinger)	63

VI. Erscheinungen der vollariden Gebiete

Bild 64	Inselberg bei Anou Tesnou an der Transsahara-Route, In Salah-Tamanrasset, rund 90 km NNW In Ekker, Algerien (Aufn. K. Fischer)	64
Bild 65	Wüstengebirge: Felspeiler, Felsburgen im Atakor an der Piste Tamanrasset-Assekrem rund 60 km nördl. Tamanrasset (Aufn. K. Fischer)	65
Bild 66	Wüstengebirge: Vulkanstiele und Reste von Basaltdecken im zentralen Hoggar, Süd-algerien (Aufn. K. Fischer)	66
Bild 67	Nord-Oman-Gebirge bei Dibba, Luftbild (Aufn. H. Louis)	67
Bild 68	Nordwestliches Vorland des Tassili n'Ajjer, Blick nach Süden auf Einzelberge mit umrahmendem Felspediment (Glacis) (nach R. Capot-Rey)	68
Bild 69	Blick nach ENE über das Wadi Saoura zwischen Gerzim und Kerzaz, SE von Beni-Abbès, Algerische Sahara (nach R. Capot-Rey)	69
Bild 70	Schichtstufe aus Oberkreidekalken des Plateau du Tinrhert rund 60 km nördl. In Amenas, Algerien (Aufn. K. Fischer)	70
Bild 71	Plateau du Fadnoun im Tassili n'Ajjer, Süd-algerien (Aufn. K. Fischer)	71
Bild 72	Basaltblock-Hammada des Djebel es-Soda, Sahara (Aufn. W. Meckelein)	72
Bild 73	Sserir am Westrand des Plateau du Tademaït rund 130 km östl. der Oase Timomoun, Algerien (Aufn. K. Fischer)	73
Bild 74	Sserir-Fläche der zentralen Sahara, Wadi el Faregh, Ost-Fezzan (Aufn. W. Meckelein)	74
Bild 75	Staubbedeckte Hügel östlich von Toco, Atacama-Wüste, Nordchile (nach H. Mortensen)	75
Bild 76	Windschliff auf Dolomit am sogenannten Granitberg, Namib-Wüste, Südwestafrika (nach E. Kaiser)	76
Bild 77	Wüstendünen in El Hasa, Arabien, Luftbild (Aufn. H. Louis)	77
Bild 78	Gassi Touil im Großen Östlichen Erg rund 70 km südlich Hassi-Messaoud. (Aufn. K. Fischer)	78

Bild 79	Großer Westlicher Erg bei Beni-Abbès (Aufn. K. Fischer)	79
Bild 80	Dünenfeld der Inneren Mongolei nahe Chung-wei am Hoangho. Luftbild	80

VII. Erscheinungen vornehmlich der wechselfeuchten und dauernd feuchten Tropen

Bild 81	Kettengebirge und tropische Flachtäler im tropischen Monsungebiet von West-Thailand (Luftbildaufn. H. Louis)	81
Bild 82	Kilimanjaro Estate, nördlich von Morogoro, Mittel-Tanzania. Blick nach Süden über das Ngerengere Flachtal auf das Uluguru Gebirge (Aufn. H. Louis)	82
Bild 83	Felsenriff im Hochwasserbett des Ruvuma bei Masaguru, Süd-Tanzania (Aufn. H. Louis)	83
Bild 84	Fußfläche des Kihonda-Inselberges nördlich von Morogoro, Mittel-Tanzania. Blick nach ENE über die Rumpffläche (Aufn. H. Louis)	84
Bild 85	Nördlicher Namakambale Inselberg an der Straße Tunduru–Masasi, Süd-Tanzania (nach H. Louis)	85
Bild 86	Südlicher Namakambale Inselberg an der Straße Tunduru–Masasi, Süd-Tanzania. Nordflanke des Berges mit Abschuppung (Aufn. H. Louis)	86
Bild 87	Mtua Tal bei der Mission Hula 10 km NE von Mazombe, Iringa-Hochland, Mittel-Tanzania. Tropisches Flachtal mit Rahmenhöhen (Aufn. H. Louis)	87
Bild 88	Mtua Tal bei Mazombe, Iringa-Hochland, Mittel-Tanzania. Tropisches Flachtal mit Rahmenhöhen (Aufn. H. Louis)	88
Bild 89	Anfang eines tropischen Flachtales bei Hua-Hin, Bucht von Bangkok (Aufn. H. Louis)	89
Bild 90	Kehltal im südlichen Njombe-Hochland, Süd-Tanzania. Maweso Tal (Aufn. H. Louis)	90
Bild 91	Kehltal mit Schnelle in Gneis bei Mbesa, SW von Tunduru, Süd-Tanzania (Aufn. H. Louis)	91
Bild 92	Zerschnittene Njombe Rumpffläche 4 km NE von Uwemba, Süd-Tanzania (Aufn. H. Louis)	92
Bild 93	Gebirge östlich des Nyasa Sees, Mahangasi-Flußgebiet. Süd-Tanzania. Roterde-Bodenprofil mit rundlichen Restblöcken in Granit (Aufn. H. Louis)	93
Bild 94	Gebirge östlich des Nyasa Sees, Mahangasi-Flußgebiet, Süd-Tanzania. Am Hang freigespülte Blöcke aus dem Roterde-Bodenprofil (Aufn. H. Louis)	94
Bild 95	Uluguru-Gebirge Nordrand. Morningside-Straße südl. von Morogoro, Mittel-Tanzania (Aufn. H. Louis)	95
Bild 96	Vallée de Tautira auf Tahiti Iti (Aufn. K. Fischer)	96

VIII. Erscheinungen des Karstreliefs

Bild 97	Rillenkarren von jüngeren Kluftkarren unterbrochen. Hochwiesgebiet im Hagen-Gebirge, Salzburger Alpen (Aufn. H. Louis)	97
Bild 98	Kluftkarren, Rillenkarren und Schluckloch, Karstebene von Çimi, westl. Mittel-Taurus (Aufn. H. Louis)	98
Bild 99	Rillenkarren im Jurakalk der Klein-Fänes-Alm, Südtiroler Dolomiten (Aufn. K. Fischer)	99
Bild 100	Silikatgesteinskarren, Itatiaia-Gruppe, Serra da Mantiqueira, Mittel-Brasilien (Aufn. O. Maull)	100
Bild 101	Kleine Dolinen auf dem Grüberach, Kalbling, Gesäuseberge, Steiermark (Aufn. H. Louis)	101
Bild 102	Große Dolinen südlich vom Irmasan Gedigi, nördl. von Akseki. Westlicher Mittel-Taurus, Südanatolien (Aufn. H. Louis)	102
Bild 103	Doline östl. Agiós Andréas in Ost-Arkadien, Griechenland (Aufn. K. Fischer)	103

Bild 103 a	Einsturzdoline des Blauen Sees am nordwestlichen Ortsrand von Imotski, 50 km W von Mostar, Herzegowina/Jugoslawien, Blick nach E (Aufn. K. Fischer)	104
Bild 104	Erdfall bei Rollsdorf zwischen Eisleben und Halle a. S., östliches Harzvorland (Aufn. M. Barthel)	105
Bild 105	Karstpolje südöstlich von Çimi, westl. Mittel-Taurus, Südanatolien (Aufn. H. Louis) 106	
Bild 106	Gegenschüttungsrand des Poljes von Çimi, westl. Mittel-Taurus, Südanatolien (Aufn. H. Louis)	107
Bild 107	Kegelkarst (Cockpit-Karst) im westlichen Zentral-Jamaica (Luftbild K. H. Pfeffer) 108	
Bild 108	Turmkarstlandschaft bei Kwei-lin, Südchina (Aufn. Dr. Lau Tai Chi)	109
Bild 109	Koranatal, Blick nach S auf die unteren der Plitwicer Seen. Hochkroatien (nach G. Wagner)	110

IX. Gletscher und glazialer Formenschatz

Bild 110	Waxeckkees in den Zillertaler Alpen im Jahre 1934 (Aufn. Geogr. Inst. d. Univ. München)	112
Bild 111	Einzugsgebiet des Suldenferners unter der Nordflanke der Königsspitze (3859 m) in der Ortler-Gruppe, Südtirol (Aufn. K. Fischer)	113
Bild 112	Staublawine am Wetterhorn, Blick nach SE, Berner Oberland, Schweiz (nach F. W. Lane)	114
Bild 113	Kleiner Rundhöcker mit Gletscherschrammen im Vorland des Solheima-Gletschers, Island (Aufn. M. Schwarzbach)	115
Bild 114	Königsspitze, Zebrú und Ortler von der Vertainspitze (3544 m), Blick nach SW, Südtirol (Aufn. K. Fischer)	116
Bild 115	Blockstrom (Block-Pseudogletscher) unter der Nordflanke des Piz Sesvenna (Aufn. K. Fischer)	117
Bild 116	Alpine Endmoräne und Begleitformen im Vorland des Wild-Freiger Ferners, Stubaier Alpen (Aufn. H. Louis)	118
Bild 117	Drumlin bei Allensbach, nordwestl. von Konstanz (Aufn. F. Wilhelm)	119
Bild 118	Das Os von Punkaharju hinter dem inneren Salpausselkä, Finnland (Aufn. R. Rösch) 120	
Bild 119	Kare im Karwendelgebirge, Luftbild (Aufn. H. Louis)	121
Bild 120	Schliffbord und Schliffkehle, oberstes Furkareußtal, Schweiz (Aufn. H. Louis)	122
Bild 120 a	Trogtal des Hundskehlgrundes in den Zillertaler Alpen. Blick von den Seewänden nach NW (Aufn. K. Fischer)	123
Bild 121	Trogschluß der Sulzenau-Alm, Stubaier Alpen (Aufn. H. Louis)	124
Bild 122	Sulzenau-Alpe, Stubaier Alpen (Aufn. H. Louis)	125
Bild 123	Trogtal des Val Fedoz mit Stufenmündung, Engadin, Schweiz (Aufn. H. Louis) . . .	126
Bild 124	Der St. Gotthard-Paß vom Lucendro-Stausee, Blick nach SE (Aufn. K. Fischer) . . .	127
Bild 125	Transfluenz-Paß und Kar-Terrasse, Radstädter Tauern, Ostalpen (Aufn. H. Louis) 128	
Bild 126	Rundhöckerlandschaft, Halbinsel von Vik, Mittel-Norwegen (Deutsches Hydrograph. Inst.)	129
Bild 127	Mäßig tiefe glaziale Erosionslandschaft in Spitzbergen (Geogr. Inst. d. Univ. Bonn) 130	
Bild 128	Tiefe glaziale Erosionslandschaft. Fiescher Gletscher, Berner Oberland, Schweiz (Aufn. E. A. Seemann)	131
Bild 129	Großer Aletschgletscher vom Eggishorn (2927 m). Blick nach NNW (Aufn. K. Fischer) 132	
Bild 130	Trogtal mit Trogschulter. Monte Rosa, Breithorngruppe und der Gorner Gletscher, Walliser Alpen (Aufn. Th. Benzinger)	134
Bild 131	Extrem zweistöckige glaziale Erosionslandschaft, Lodalskaupe und Lodalsbre, Jotunheim (Aufn. W. Evers)	135

X. Küstenformen und Küstendünen

Bild 132	Sturmbrandung an der Westküste der Scilly-Inseln, Südwest-England (Aufn. F. Graf von Larisch-Mönnich)	136
Bild 133	Nordostenglische Steilküste bei der Hawthorn-Burn-Mündung südlich von Sunderland (Aufn. H. Louis)	137
Bild 134	Abrißklüfte am Roten Kliff bei Kampen, Insel Sylt (nach Henry Koehn)	138
Bild 135	Rumpffläche und Kliff am SW Eck von Algarve. Blick von der Ponta de Sagres nach NW, Südportugal (Aufn. K. Fischer)	139
Bild 136	Kliffküste im Wüstengebirgsland von Belutschistan (Luftbild H. Louis)	140
Bild 137	Niedrige Tiefwasserküste in Lockergestein. Luftbild der Küste der Kurischen Nehrung	141
Bild 138	Nehrung an felsiger Küste, Axemündung bei Seaton, Devonshire, SW-England (Aufn. E. A. Seemann)	142
Bild 139	Ausgleichsküste 2 1/2 km nordwestl. von Heiligenhafen, Ost-Holstein (Aufn. H. Louis)	143
Bild 140	Tiefwasser- und Seichtwasserküste in Lockergestein. Luftbild der Hallig Trieschen vor der Elbemündung	144
Bild 141	Mangroveküste der Philippinen (Aufn. W. Lucas)	145
Bild 142	Luftbild des Sinu-Deltas, Nord-Columbien (Inst. Geogr. de Colombia)	146
Bild 143	Maupiti WNW Tahiti, Franz. Polynesen, Gesellschaftsinseln. Vulkanische Insel mit Saumriff (Luftaufnahme, käufli. Foto)	147
Bild 144	Schwedische Schärenküste. Insel Utö, südöstl. von Stockholm (Aufn. F. Stoedtner)	148
Bild 145	Riasküste der Bretagne, untere Aulne und Menez Hom (Aufn. F. Wilhelm)	149
Bild 146	Küstendünen des Listlandes auf der Insel Sylt (nach Henry Koehn)	150
Bild 147	Ältere Küstendünen. Blick von Amrum nach ESE auf Wittdünen (nach Henry Koehn)	151
Bild 148	Große Küstendüne bei Le Pilat, südlich von Arcachon, Landes, SW-Frankreich (Aufn. H. Louis)	152

XI. Überzonale Formtypen durch Strukturverhältnisse, Morphotektonik, Vulkanismus

Bild 149	Schwäbische Alb am Hohen-Neuffen (nach A. Brugger, Th. Hornberger, Luftbilder aus Baden-Württemberg, Konstanz-Lindau-Stuttgart, 1962, Bild 48)	153
Bild 150	Blick nach S auf den Nordweststrand des Antilibanon, 32 km nordöstlich von Baalbek. Luftbild (Brinkmann Bd. 1, 1964)	155
Bild 151	Blick von München über das Alpenvorland gegen die Alpen (nach F. Thorbecke, F. Fehn u. W. Terhalle, Luftbilder aus Bayern, Bl. 59. Lindau-Konstanz, München 1963)	156
Bild 152	Teil der Halbinsel von San Francisco, Californien, Gebiet der San Andreas Verwerfung. Radar-Luftbild (nach Harms, Physische Geographie, 7. Aufl. 1976, List Verlag) . . .	158
Bild 153	Randbruch des Tuz-Gözü Beckens, nordwestl. von Aksaray, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	160
Bild 154	Fladenlava. Kilaueakrater, Hawaii (Aufn. Th. Benzinger)	161
Bild 155	Lavastrom am Fuß des Kula Devlit, Gedizgebiet, Westanatolien (Aufn. H. Louis) . . .	162
Bild 156	Basaltkuppe südl. des Ilamane im Hoggar-Gebirge mit säuliger Absonderung des Gesteins, rund 60 km nördl. Tamanrasset, Südalgerien (Aufn. K. Fischer)	163
Bild 157	Das Schalkenmehrener Maar in der Eifel (Aufn. Th. Benzinger)	164
Bild 158	Caldera mit zentralem Aschenkegel. Tuzla Gözü-Krater, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	165
Bild 159	Caldera des Rano Kau, Osterinsel (Luftaufn. K. Fischer)	166
Bild 160	Der Stratovulkan Lanín (3776 m) in den chilenisch-argentinischen Anden (Aufn. K. Fischer)	167
Bild 161	Afyon-Karahisar, Burgberg und kleinere Vulkanstiele, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	168

XII. Formen und Formänderungen als Folge menschlicher Tätigkeit
(anthropogene Formenbeeinflussung)

Bild 162	Çerkes Hüyük im Moğan-Becken, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	169
Bild 163	Knudswarf (Wurt) auf Hallig Gröde, trocken (nach H. Koehn)	170
Bild 164	Knudswarf (Wurt) auf Hallig Gröde, überflutet (Aufn. H. Koehn)	170
Bild 165	Shotton Colliery auf der Perm-Dolomit-Platte südlich von Sunderland, Durham, Nordost-England (Aufn. H. Louis)	171
Bild 166	Luftbild eines regulierten Flusses, Isargebiet, bei der Aumühle (Photogrammetrie GmbH München, Bild 0241/7315)	172
Bild 167	Blick nach W über die Westküste von Eiderstedt auf St. Peter, Ording, Tümlauer Bucht und Westerhever. Luftbildkarte 1938	174
Bild 168	Ackerterrassen im Biala-Woda-Tal, Dunajec-Gebiet bei Szczawnica, Westkarpaten (Aufn. T. Gerlach)	175
Bild 169	Terrassierung und Steinmauern in der Flur von Mosqueruela, Iberisches Randgebirge, Spanien (Aufn. K. Fischer)	176
Bild 170	Hangterrassierung für Trockenkulturen am Monte Pisano, Toscana, Italien (Aufn. H. Louis)	177
Bild 171	Intensiv zerschnittener Sonnenberg und Bichl (Bühel) mit Bewässerungskanälen im Talboden des Untervinschgaus bei Morter und Vezzan, Südtirol (Aufn. K. Fischer)	178
Bild 172	Bewässerte Reisterrassenfelder im Gebirgsland von Nord-Luzon, Philippinen (Aufn. Th. Benzinger)	179
Bild 173	Starke Bodenerosion westlich von Çorum, Inneranatolien (Aufn. H. Louis)	180
Bild 174	Hangschliff im weißlichen Gesteinszersatz nördlich von Rundi, Uluguru Gebirge, Mittel-Tanzania (Aufn. H. Louis)	181

I. Einführung

A. Aufgabe, Stellung und Arbeitsweise der Geomorphologie

Als Geomorphologie bezeichnet man die Lehre von den Formen der festen Erdoberfläche. Sie geht aus von der Erkenntnis, daß keine dieser Formen etwas unveränderlich Gegebenes ist, sondern daß sie alle geworden und in langsamer oder schnellerer Umbildung begriffen sind. Die Geomorphologie will die Formen der festen Erdoberfläche beschreiben, sie systematisch ordnen und nach Möglichkeit ihre Entstehung und die Richtung ihrer Weiterentwicklung ergründen. Unlöslich damit verbunden ist die weitere Aufgabe, alle diejenigen Vorgänge möglichst weitgehend aufzuhellen, die an der Umformung der festen Erdoberfläche beteiligt sind. Die Geomorphologie bildet auf diese Weise ein Kernstück der sogenannten „Allgemeinen Geographie“, d. h. desjenigen Zweiges der „Wissenschaft von der Erdoberfläche“, welcher auf die Erkenntnis von allgemeinen Gesetzmäßigkeiten oder Zusammenhängen, von regelhaften Gegebenheiten oder Relationen innerhalb der Erscheinungen und Sachverhalte der Erdoberfläche gerichtet ist (Zur Aufgabe der Geomorphologie auch Kap. III A, S. 91).

Das Substrat, in welches die Formen der festen Erdoberfläche hineinmodelliert sind, oder das ihrer Ausgestaltung die Unterlage bietet, ist die Gesteinskruste der Erde. Diese aber bildet den Untersuchungsgegenstand der Geologie. Es ist einleuchtend, daß zwischen den Formen der Erdoberfläche und der Beschaffenheit ihres Untergrundes Beziehungen bestehen müssen. Die Oberflächenformen bilden ja die äußere Begrenzung dieses Untergrundes. Daraus ergibt sich für die Geomorphologie nicht nur die Notwendigkeit, geologische Arbeitsweisen und Erkenntnisse weitgehend mit zu Rate zu ziehen, sondern auch mancherlei Berührung mit der Fragestellung der Geologie, welche von der Untersuchung des Krustenbaues her oft gleichfalls auf die Betrachtung der Oberflächenformen gelenkt wird.

Die geomorphologisch bedeutsamen Vorgänge vollziehen sich an der physischen Erdoberfläche, d. h. im Schwerfeld der Erde und in einer Raumschicht, in welcher die hereinkommende Strahlungsenergie der Sonne auf dem Wege bis zur Wiederabgabe zur Inangangsetzung der mannigfachsten physikalischen, chemischen, biologischen Vorgänge verwendet und umgeformt wird. Die geomorphologisch bedeutsamen Vorgänge sind selbst zum großen Teil Glied dieser gewaltigen Energieumsetzung. Daraus wird ersichtlich, daß die Erkenntnisse der Physik und Geophysik, der Hydrologie, Meteorologie und Klimatologie sowie der Chemie und Bodenkunde, insofern sie dazu beitragen,

den Einblick in die formenverändernden Vorgänge zu fördern, der geomorphologischen Forschung wichtige Hilfe bieten. Mehr als manchmal gedacht wird, bilden auch Maßnahmen des Menschen, z. B. viele seiner wirtschaftlichen Handlungen und seiner technischen Anlagen die Ursache von Veränderungen an den Formen der Erdoberfläche. Insoweit müssen auch sie in den Kreis der Betrachtung einbezogen werden.

Im Gegensatz zu den experimentierenden Naturwissenschaften vermag die Geomorphologie nicht oder doch nur in bescheidenen Modellversuchen das Experiment mit genau bekannten Versuchsbedingungen in den Dienst ihrer Untersuchungen zu stellen. In dieser Hinsicht bietet neuerdings die Computer-Simulation von Gestaltungsabläufen unter Variierung der Annahmen über die wirkenden Bedingungen und Vorgänge zusätzliche Möglichkeiten (F. Ahnert 1964, 1973, 1976). Doch gewinnt die Geomorphologie ihre Erkenntnisse vor allem durch möglichst umfassende und durchdachte Beobachtungen in der Natur.

Durchdachte Beobachtung bedeutet hierbei erstens, daß Überlegungen und Deutungen nur soweit überzeugend sein können, wie sie mit der Gültigkeit der allgemeinen Naturgesetze in Einklang stehen. Es bedeutet außerdem, daß der Forschende nach Möglichkeit solche Stellen zu intensiver Untersuchung aussuchen sollte, an denen in der Natur Verhältnisse vermutet werden können, welche mit der Versuchsanordnung eines Experimentum crucis der Physik vergleichbar sind.

Da geomorphologische Gegenstände meist so ausgedehnt sind, daß sie unmöglich in *einem* Blick mit dem physischen Auge vollständig umfaßt werden können, so spielt die Benutzung verlässlicher, verkleinerter Abbildungen der Natur als Grundlage für die Festlegung geomorphologischer wie überhaupt geographischer Beobachtungen eine außerordentlich große Rolle. Ansichtsskizze und Photographie, ganz besonders auch Luftbild, Profilzeichnung und Blockdiagramm sind Hilfsmittel dieser Art. Dazu kommen in neuester Zeit in zunehmendem Maße auch Satellitenbilder. Deren sachgerechte Auswertung wächst sich sogar notwendigerweise zu einer eigenen Disziplin „Fernerkundung“ aus, die auch der Geomorphologie wertvolle Erkenntnisse vermittelt (H. G. Gierloff-Emden 1971, 1976).

Umfassende Beobachtung im vorher gemeinten Sinne schließt naturgemäß alles mit ein, das zur Sicherung der Schlußfolgerungen über die Entstehung der Oberflächenformen hilfreich sein kann. Das sind alle geeigneten Feststellungen sowohl über die geometrischen wie die substantiellen Eigenschaften dieser physischen Oberflächen. Solche Feststellungen werden, namentlich infolge der fortschreitenden Entwicklung von Feinmethoden der Substratuntersuchung, in laufendem Maße möglich und damit auch erforderlich. Diese Feld- und Labormethoden der Geomorphologie sind jüngst von H. Leser (1977) in einem besonderen Werk und mit entsprechenden Literaturhinweisen ausführlich dargestellt worden. Auf dieses kann hier verwiesen werden.

Die vielseitigste, die getreueste und daher wichtigste Abbildung von Teilen der Erdoberfläche ist aber eine gute topographische Karte. Eine solche zur Verfügung zu haben und ihr nicht nur isolierte Einzelheiten zu entnehmen, sondern sie flächenhaft und räumlich, dabei zugleich kritisch lesen und benutzen

zu können, das gehört zu den unumgänglichen Voraussetzungen jeder spezielleren geomorphologischen Forschungsarbeit.

B. Geschichte der geomorphologischen Fragestellung¹

Einzelne Formen und formenschaffende Vorgänge, die Erdbeben, die Vulkane, die Küstenveränderungen und Schwemmlandbildungen, selbst Fragen der Flußarbeit und der Talbildung haben die Gelehrten der klassischen Antike mindestens seit dem 6. Jahrhundert v. Chr. beschäftigt. Neben phantastischen Vorstellungen sind sehr beachtliche Ansätze der Erkenntnis etwa bei Strabo und Seneca vorhanden. Im Mittelalter war infolge einer eng verstandenen Auslegung der Bibel der allgemeine Fortschritt der Erdwissenschaften gering. Auch die Bemühungen der neueren Zeit, der Bernhard Varenius' berühmte „*Geographia generalis*“ (Amsterdam 1650) angehört, beschränkten sich vorwiegend auf die reine Beschreibung. Erst in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts gewinnt die Lehre von den Formen der Erdoberfläche kräftiges Leben, indem sie mit der jung sich entwickelnden Geologie in Verbindung tritt. Die Auseinandersetzungen der *Neptunisten* (Abraham Werner, 1750–1817) und der *Plutonisten* (James Hutton, 1726–1797 und Leopold von Buch, 1774–1853), der *Katastrophentheorie* von G. Cuvier (1769–1832) und der *Evolutionstheorie* von C. F. A. von Hoff (1771–1837) und Charles Lyell (1797–1875) regen die Frage nach der Entstehung der Formen der Erdoberfläche mächtig an. Schon 1802 faßt John Playfair den Gedanken der Glazialerosion. A. C. Ramsay erkennt 1863 die Bedeutung der verschiedenen Widerständigkeit der Gesteine für die Formgestaltung. Er sieht die Wirksamkeit der Flußerosion und gibt eine erste genauere Beschreibung der Schichtstufenlandschaft. J. W. Powell spricht 1876 den Gedanken der Abtragung bis zur Endrumpffläche aus, und Grove Karl Gilbert entwickelt 1877 neben grundlegenden Gedanken über die Entstehung der Durchbruchstäler die Lehre, daß die Formen jeder Erdstelle durch die innere Struktur (structure), durch die Art der formbildenden Vorgänge (process) und durch das Entwicklungsstadium des Geschehensablaufs (stage) bestimmt sein müssen.

Unterdessen ist in Karl Friedrich Naumann's „Lehrbuch der Geognosie“ (1850/54) zum ersten Male die Bezeichnung *Morphologie der Erdoberfläche* verwendet worden und durch Oskar Peschel in seinen „Neuen Problemen der vergleichenden Erdkunde, Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche“ (1869) das Streben nach Ergründung der Entstehung der Erdoberflächenformen stark angeregt worden. Aber erst 1886 veröffentlicht Ferdinand von Richthofen seinen „Führer für Forschungsreisende“, welcher die erste völlig durchgearbeitete und auf genetische Erklärung abzielende Geomorphologie enthält. Sie ist noch heute lesenswert durch ihre ausgezeichneten Ausführungen über die gestaltenden Vorgänge, von denen Richthofen freilich die Meeresabrasion stark überschätzt hat, und über die Abhängigkeit der Formen vom inneren Bau.

¹ Zur genaueren Unterrichtung über die Geschichte der Geomorphologie vergleiche die sorgfältigen Ausführungen von O. Maull in „Geomorphologie“, Leipzig und Wien 1938. 2. Aufl. 1958.

1894 schuf Albrecht Penck mit seiner zweibändigen *Morphologie der Erdoberfläche* das erste Handbuch der Geomorphologie in deutscher Sprache. Dort ist der Bestand des bis dahin erarbeiteten Wissens dargestellt. Außerdem wurden mit sehr gründlicher Behandlung der formenschaffenden Vorgänge und weitblickender Analyse der Haupttypen von Formengemeinschaften wichtige, z. T. auch heute noch nicht voll ausgewertete Anregungen zur quantitativen und physikalisch strengen Behandlung der Probleme gegeben.

Seit der Jahrhundertwende hat William Morris Davis (1899) durch energische Verfolgung des Gedankens, daß Gesteinsbeschaffenheit und Krustenbewegungen und die Besonderheiten der Agentien, nämlich bewegtes Wasser, Eis oder Luft die wesentlichen Voraussetzungen für den Entwicklungsablauf der Oberflächenformen liefern müßten, seine wirkungsvolle Lehre vom *geographischen Zyklus* entwickelt.

Alfred Hettner (1921), Siegfried Passarge (1912), Albrecht Penck (1919) und sein Sohn Walther (1920), ebenso wie andere Gelehrte haben namentlich in Deutschland auf Unvollkommenheiten der Davisschen Zyklenlehre hingewiesen. Dabei bemühten sich A. und W. Penck unter Beibehaltung des Gedankens, daß Krustenbewegungen die letztlich wichtigsten Ursachen für die Verschiedenheiten des Abtragungsreliefs seien, vor allem um Verbesserung der deduktiven Grundlagen der Zykluslehre. Ihnen standen Alfred Philippson (1923/24), Johann Sölch (1914) u. a. zur Seite, während in Frankreich und im englischen Sprachgebiet durch Em. de Martonne (1909, 1948), H. Baulig (1950), Ph. G. Worcester (1939, 1948), C. A. Cotton (1947, 1948) u. a. unter Berücksichtigung der vorgebrachten Kritik mehr das Entwicklungsfähige der Davisschen Lehre betont und weitergepflegt wurde.

Langsamer wirkten sich die kritischen Bedenken aus, die A. Hettner und S. Passarge der Lehre von Davis gegenüber hinsichtlich nicht ausreichender Berücksichtigung der klimatischen Unterschiede der Abtragungsvorgänge gemacht hatten. Allmählich geht von der Untersuchung der Trockengebiete im Westen Nordamerikas und Afrikas, später auch der wechselfeuchten Tropen und der immerfeuchten Tropen, ebenso der Polarregion, die Erkenntnis aus, daß die Verwitterungsvorgänge und mit ihnen die Denudationserscheinungen in den verschiedenen Klimaten große Unterschiede aufweisen, und daß hierdurch auch wesentliche Formunterschiede in den verschiedenen Klimaregionen hervorgerufen werden. MacGee (1897), C. R. Keyes (1908), E. Obst (1913), K. Sapper (1917, 1935), A. C. Lawson (1915), S. Passarge (1919, 1924), F. Thorbecke (1927), K. Bryan (1922, 1936), L. Waibel (1925, 1928), W. Behrmann (1927), H. Schmitthener (1927, 1932), W. Credner (1931), E. Blackwelder (1931), O. Jessen (1936, 1938), D. W. Johnson (1932) sind ältere Forscher, die auf diese Dinge aufmerksam gemacht haben².

In systematischer Weise sind sie erst in neuerer Zeit Gegenstand der Forschung geworden. Besonders haben sich in Deutschland J. Büdel (1950 u. ff.), H. Louis

² Die einschlägigen Arbeiten der hier genannten Autoren finden sich im Literaturverzeichnis, Abschnitt Ib.

(1957 u. ff.), H. Mortensen (1949 u. ff.), H. Wilhelmy (1958, 1971/72, 1974, 1975), H. v. Wissmann (1951), in Frankreich A. Cailleux (1942, 1950), J. Tricart (1952, 1954), H. Baulig (1952), im englischen Sprachbereich C. A. Cotton (1947), J. A. Mabbut (1952, 1955), W. G. V. Balchin u. N. Pye (1955), C. D. Ollier (1960, 1965), M. J. Mulcahy (1961), A. F. Trendall (1962), C. R. Twidale (1962), D. L. Linton (1964), M. F. Thomas (1965) u. a. um diese Frage bemüht. In den Niederlanden sind es J. P. Bakker und seine Schüler (1957a, 1957b, 1960, 1965). Eine neue Geomorphologie der Klimaeinwirkungen ist im Werden, welche den Auswirkungen der Klimaeinflüsse auf die Formungsvorgänge und auf die entstehenden Formen in der Gegenwart und auch in weit zurückliegender Vergangenheit sehr verstärkte Aufmerksamkeit schenkt. Wir bezeichnen sie als Klimageomorphologie.

Klimageomorphologie im angegebenen Sinne ist, wie Büdel (1963) hervorgehoben hat, nicht identisch mit einer Geomorphologie der Klimaregionen, weil der heute vorliegende Formenschatz der Klimaregionen sehr oft wesentlich durch die Überlagerung der Einwirkungen erheblich verschiedener Klimate geprägt worden ist, die nacheinander in dem betreffenden Gebiet geherrscht haben. Die Bemühungen, eben diese Sachverhalte aufzuhellen, bezeichnet Büdel (1963) als „klima-genetische Geomorphologie“, wobei das Wort klima-genetisch also nicht „durch ein bestimmtes Klima hervorgerufen“, sondern „durch eine zu erforschende Abfolge von Klimaten hervorgerufen“ bedeuten soll. Es muß dabei versucht werden, deutlicher als zuvor im gleichen Raum *Reliefgenerationen* von einander zu unterscheiden, d. h. Relieftteile zu erkennen, deren Besonderheiten jeweils überwiegend durch den Einfluß von im Zeitablauf verschiedenartig ausgebildeten klimatischen, aber auch von morphotektonischen, strukturellen und petrographischen Gegebenheiten oder von unterschiedlichen Kombinationen aller dieser Gegebenheiten bestimmt werden. Klimageomorphologie, klimagenetische Geomorphologie, die Berücksichtigung von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit sowie Reliefgenerationenforschung sind jedoch nicht besondere Arten der Geomorphologie, sondern es sind wesentliche Gesichtspunkte der Betrachtung, unter denen ein Relief zu studieren ist. Ihnen allen muß in einem Lehrgebäude der Geomorphologie in gebührender Weise Geltung verschafft werden.

Das gleiche gilt auch für die besonders in den USA zu verzeichnenden Bemühungen um eine stärker als bisher quantifizierende Erfassung möglichst vieler Formungsvorgänge. Außerdem erfordern die großartigen neuen Ergebnisse der Ozeanforschung der letzten Jahre eine gründliche Überarbeitung der Kapitel über die größten Formenanlagen und über die Geomorphologie des Meeresbodens.

C. Aufbau des Buches

Die genannten Weiterentwicklungen in der Geomorphologie machen ein Wort über den Aufbau des vorliegenden Buches wünschenswert. Wir hoffen zeigen zu können, daß und in welcher Weise ohne Bruch gegenüber dem Grundgerüst der früheren Auflagen ein durch die neuen Einsichten vertieftes und erweitertes Lehrgebäude der Geomorphologie möglich und sachgerecht ist.

Das Kapitel über die größten Formenanlagen der Erdoberfläche bleibt als einführerender Gesamtüberblick erhalten. Es wurde jedoch dem seither außerordentlich erweiterten Kenntnisstand angepaßt und durch den Abschnitt vulkanische Aufbauformen ergänzt. Mit diesem Vorgehen soll der Tatsache Rechnung getragen werden, daß die allergrößten und viele sehr große Formenanlagen, aber auch die meist sehr viel kleineren vulkanischen Erscheinungen auf endogene, das soll heißen auf unterhalb der Erdoberfläche angelegte bzw. sich abspielende Vorgänge zurückgehen. Die durch die endogenen Vorgänge erzeugten Erscheinungen sind zur Hauptsache Untersuchungsgegenstand der Geophysik und Geologie. Aber soweit durch sie Formen der Erdoberfläche gebildet oder angelegt werden, muß die Geomorphologie sich mit ihnen beschäftigen. Sie muß auch erwägen, welche Schlußfolgerungen aus der Beschaffenheit von Oberflächenformen der Erde gegebenenfalls auf die Natur der beteiligten endogenen Vorgänge hergeleitet werden können.

In diesen Ausführungen ist außerdem die früher benutzte Wortbildung „Größtform“, welche manchmal Beanstandungen gefunden hat, durch den Ausdruck „größte Formenanlage“ ersetzt worden.

Wichtige Ausführungen über einen systematischen Aufbau der Geomorphologie hat J. Büdel (1971) gemacht. Sie haben uns dazu veranlaßt, dem Hauptkapitel über „Die feinere Gestaltung der Oberflächenformen“ den Zusatz „Grundlinien einer Prozeß-Geomorphologie“ anzufügen. Hierbei wird unter Prozeß-Geomorphologie genauer die Lehre von der exogenen, d. h. der von außen erfolgenden Formung der Erdoberfläche verstanden.

Den Anregungen Büdels können wir nämlich nicht unmittelbar folgen, da die Vorgänge bzw. Vorgangskomplexe, die er einer „Dynamischen Geomorphologie“ zugrunde legt u. E. nicht den Charakter von „Elementen des Formungs-Mechanismus“ oder von glücklich erfaßten Hauptvorgängen besitzen³.

Uns scheint die Vergesellschaftung von Formungs-Mechanismen, die die exogene Formung der Erdoberfläche herbeiführt, logisch und praktisch am einfachsten mit folgenden sechs Gedankenschritten überschaubar zu werden. Sie bilden den Grundansatz für eine Prozeß-Geomorphologie, d. h. für denjenigen Hauptzweig der Geomorphologie, der vor allem die für die Formung wichtigen Prozesse ins Auge faßt:

1. Alle exogene, nämlich von außen erfolgende Formung der Erdoberfläche wird durch Massenumlagerung auf der festen Erdoberfläche herbeigeführt.
2. Bei dieser ergeben sich stets (neue) Abtragungsformen dort, wo Material weggeführt wird, und (neue) Ablagerungsformen dort, wo Material abgelagert wird.

³ Dieses „Vorgangsbündel“ setzt sich nach Büdel aus zwölf „Elementen“ zusammen: 1. Wasser und Eis in den Begleitsphären (nämlich der Pedosphäre und Dekompositionssphäre), 2. Lösung, 3. Mechanische Verwitterung, 4. Chemischer Zersatz und Umsatz, 5. Bodenbildung, 6. Pflanzenkleid, 7. Hangabtragung (Hangbildung) = Breitendenudation, 8. Flächenbildende Abtragung, Flächenbildung = Flächendenudation, 9. Linienhafte Abtragung – Flußerosion (Talbildung), 10. Transportvorgänge, 11. Durchgangsaufschüttung, 12. Quasi-definitive und definitive Aufschüttung.

3. Da die Gesteinskruste der Erde zum größten Teil aus Material aufgebaut ist, welches durch exogene Umlagerungsvorgänge nicht unmittelbar bewegt werden kann, so muß es Vorgänge geben, die Gesteinsmaterial beweglich machen. Ein erstes Hauptkapitel einer Prozeß-Geomorphologie besteht daher in der Lehre vom Beweglichwerden von Gesteinsmaterial, anders ausgedrückt in der Lehre von der Verwitterung oder Aufbereitung der Gesteine. Durch diese Vorgänge allein entstehen aber keine neuen Oberflächenformen.
4. Nur an beweglich gewordenen Gesteinsteilchen kann die irdische Schwerkraft exogene mechanische Arbeit leisten, d. h. exogene Ortsveränderungen bzw. Umlagerung hervorrufen. Diese Umlagerung wiederum kann erstens unmittelbar durch Einwirkung der irdischen Schwere als Sturz, als Rutschen, als Gleiten oder als langsamer Versatz erfolgen. Wir haben diese Arten der Massenumlagerung bislang u. E. verständlich, wenn auch wissenschaftlich nicht ganz korrekt als Massenselbstbewegung bezeichnet. Mit Rücksicht auf Einwände gegen diesen Ausdruck sprechen wir von nun an genauer von *unmittelbaren*, nämlich ohne Transport durch ein leichter bewegliches Medium erfolgenden *Massenschwerebewegungen*. Durch unmittelbare Massenschwerebewegungen entstehen neue Oberflächenformen. Die Lehre von den exogenen unmittelbaren Massenschwerebewegungen und von den durch sie geschaffenen Formen bildet eine zweite Hauptgruppe von geomorphologisch wirksamen Vorgängen und damit ein zweites Hauptkapitel der Prozeß-Geomorphologie.
5. Beweglich gewordenes Gesteinsmaterial wird zweitens auch, und zwar in sehr großem Ausmaß, durch *mittelbare Schwerkraft* mit Hilfe leichter beweglicher Medien in Bewegung gesetzt und verfrachtet, transportiert, örtlich sogar mit Teiltransporten entgegen der Schwere (Wind, Gletschereis). Es bildet dann teils Lösungsfracht, teils Suspensionsfracht und teils Grobfracht solcher Medien, wobei jede dieser Frachtarten besonderen Gesetzmäßigkeiten unterliegt. Auch durch diese Massentransporte entstehen naturgemäß neue Formen. Die Lehre von den exogenen *Massentransporten* und von den durch sie geschaffenen Formen bildet eine dritte Hauptgruppe von Erscheinungen im Bereich der Prozeß-Geomorphologie. Da es aber verschiedene bewegliche Medien gibt, die Massentransporte ausführen, wie fließendes Wasser, sich bewegendes Eis, strömende, auch pulsierend strömende Luft, Wellenbewegung des Wassers und da jede dieser Transportarten in unterschiedlichem Zusammenspiel mit der Verwitterung und den unmittelbaren Massenschwerebewegungen wirkt, so erfordert die Darstellung der geomorphologisch bedeutsamen Massentransporte eine entsprechende Anzahl besonderer Kapitel.
6. Alle Massenumlagerungen enden früher oder später mit der Ablagerung der bewegten Massen und der hierbei entstehenden Neubildung von Formen. Dem entspricht endlich eine vierte Hauptgruppe von Erscheinungen im Bereich der Prozeß-Geomorphologie. Sie besteht in Ablagerungsvorgängen und Ablagerungsformen. Doch diese werden zweckmäßig als Unterabschnitte in den betreffenden Kapiteln über die verschiedenen Arten geomorphologischer Massentransporte behandelt.

Mit diesem Grundansatz für eine Prozeß-Geomorphologie möchten wir zunächst dasjenige geomorphologisch ganz allgemein wirkende Vorgangsgefüge

möglichst deutlich machen, das an der Erdoberfläche ohne Rücksicht auf Klima, auf geologische Fakten u. a. regionale Unterschiede naturgesetzlich herrscht. Aus diesem Gefüge ergibt sich eine Gliederung der Prozeß-Geomorphologie in Hauptgruppen von Vorgängen.

Der weitere Ausbau der verschiedenen Kapitel, die den genannten Hauptgruppen der Vorgänge gewidmet sind, wird zunächst vom Gesichtspunkt der Klimageomorphologie aus vorgenommen, denn klimageomorphologische Gegebenheiten beeinflussen unmittelbar sowohl das Beweglichwerden von Gesteinsmaterial wie die Vorgänge der unmittelbaren Massenschwerebewegung und die der Massentransporte. Nur muß der Begriff Klima (wörtlich Neigung) im weitesten Sinne des Wortes gefaßt werden, nämlich als Neigung bzw. Lage zur Erdachse (Breitenlage), zum Meeresspiegel (Höhenlage), zur Horizontalen (Sonnenexposition), im System der Luftzirkulation (West, Ost, Luv, Lee), zur Verteilung von Wasser und Land (maritim, kontinental, peripher, zentral) usw. mit allen Auswirkungen auf das Vegetationskleid und die Bodenbildung. Klima in diesem Sinne wurde seit langem (H. Louis, 1958) als der Inbegriff aller „Naturerscheinungen der Lage auf der Erde“ erläutert. Keineswegs alle hier vorhandenen Differenzierungen beeinflussen die Formungsvorgänge und die entsprechenden Formen gleich stark, keineswegs alle sind auch genügend erforscht. Aber die genügend deutlichen von ihnen folgen doch großen allgemeinen Regeln der regionalen Anordnung.

Dann erst werden die Auswirkungen der Gesteine, der geologischen Struktur und etwaiger junger Tektonik auf die Formungsvorgänge erörtert. Zum Unterschied von den klimageomorphologischen Sachverhalten folgen sie weit mehr individuellen als allgemeingültigen Regeln der regionalen Anordnung. Gerade dies macht es zweckmäßig, ihre Behandlung, wo sie nötig ist, jeweils an den Schluß der größeren Kapitel der Prozeß-Geomorphologie zu stellen.

Unter den mehr oder weniger leicht beweglichen Medien, welche geomorphologisch bedeutsame Massentransporte leisten, ist das fließende Wasser im Bereich des Festlandsreliefs das bei weitem wichtigste. Die mit ihm zusammenhängenden Formungsvorgänge und Formen sind auch bei weitem am eingehendsten studiert. Aus diesem praktischen Grund werden in unserer Prozeß-Geomorphologie zuerst die Vorgänge und Formen des fluvial geprägten Reliefs systematisch behandelt. Darauf folgen die entsprechenden Abschnitte über den Sonderfall des Karstreliefs, d. h. des fluvialen Reliefs in leicht löslichem Gestein sowie die Kapitel über das glazialgeprägte, das windgeprägte, das an Küsten und in Meeren entwickelte und über die vom Menschen geschaffenen oder beeinflussten Formen und Formungsvorgänge.

Das Hauptkapitel über typische Vergesellschaftungen von Oberflächenformen auf der Erde beschließt das Buch. In den typischen Vergesellschaftungen der Oberflächenformen der Erde kommen zugleich die vertikale Stufung und die erdgeschichtlichen, nämlich sowohl die endogen-geschichtlichen wie die klimageschichtlichen Schicksale der verschiedenen Großregionen der Erde, soweit sie in den Oberflächenformen ihre Spuren hinterlassen haben, zum Ausdruck. Daher wird dieses Kapitel besonders auf die Kombination der Gegenwartsformen mit

Resten von Vorzeitformen, d. h. auf die Frage der Reliefgenerationen einzugehen haben. Dieses Bemühen wird durch den Zusatz im Titel des Kapitels „und das Auftreten besonders wichtiger Reliefgenerationen“ ausgedrückt. Den Anregungen von J. Büdel auf diesem Gebiet sei besonders gedankt, auch wenn unsere Auffassungen über die Reliefgenerationen von den seinen etwas abweichen.

II. Die größten Formenanlagen der festen Erdoberfläche

Grundzüge der Höhenverteilung auf der Erde

A. Die statistische Verteilung der Höhen

Die geomorphologische Betrachtung wird zweckmäßig zuerst die allergrößten Formen der Erdoberfläche ins Auge fassen. Die Gesamtgestalt der Erde, wenn man sie durch die Niveaufläche des mittleren Meeresspiegels repräsentiert denkt (*Geoid*), nähert sich weitgehend einem *Rotationsellipsoid* bzw. *Sphäroid* von der Abplattung $\frac{1}{300}$, dessen Achse mit der Rotationsachse der Erde zusammenfällt. Aber auch die feste Erdoberfläche über und unter dem Meere mit allen ihren Unebenheiten, also die geomorphologische Erdoberfläche, weist nur Abweichungen von maximal knapp 9 km über und von wahrscheinlich wenig mehr als 11 km unter dem Meeresniveau⁴ auf, also Abweichungen in der Vertikalen von weniger als $\frac{2}{1000}$ der zugehörigen Radien der Idealgestalt. Daraus ist zu entnehmen, daß die Gestalt der Erde im ganzen von einer durch Fliehkräfte modifizierte Zentralkraft, nämlich der *Schwerkraft*, bestimmt wird. Die Abweichungen von der Idealgestalt aber müssen durch Vorgänge bewirkt sein, die der Schwerkraft entgegenwirken oder durch Gegebenheiten, die die Schwerkraft nur langsam oder überhaupt nicht zu beseitigen vermag. Gerade diese Abweichungen von der Idealgestalt sind das, was uns als Formenmannigfaltigkeit entgegentritt. Sie sind der Untersuchungsgegenstand der Geomorphologie.

Einen ersten Überblick über sie gewährt die Veranschaulichung ihrer statistischen Verteilung in der Form der sogenannten *hypsographischen Kurve* (A. Penck, 1894, Bd. I S. 43 ff., S. 134 ff.). In dieser werden auf der Ordinatenachse eines rechtwinkligen Koordinatensystems die Höhen über und unter dem Meeresspiegel, auf der Abszissenachse in Prozenten oder im Flächenmaß die Flächenanteile angegeben, welche einer bestimmten Höhen- oder Tiefenstufe auf der Erdoberfläche zugehören. Die Verbindungslinie der Anteilswerte für alle Höhenstufen ergibt die hypsographische Kurve (Fig. 1).

Ihre Gestalt führt auf ein erstes großes geomorphologisches, ja gesamterdwissenschaftliches Problem: Wenn die Verteilung der Höhen auf der Erde einem einfachen Wahrscheinlichkeitsgesetz folgen würde, so müßten die extrem hohen

⁴ Nach der kritischen Überprüfung durch Th. Stocks (1964) ergeben die bisher tiefsten Echolotungen: Emden-Tiefe, Philippinen-Graben etwa 10500m, Challenger-Tiefe, Marianen-Graben etwa 10800m, Trieste-Tiefe, Marianen-Graben 10900m. Die sowjetische Lotung der Vityas Tiefe im Marianen Graben wird zu 11022m angegeben.

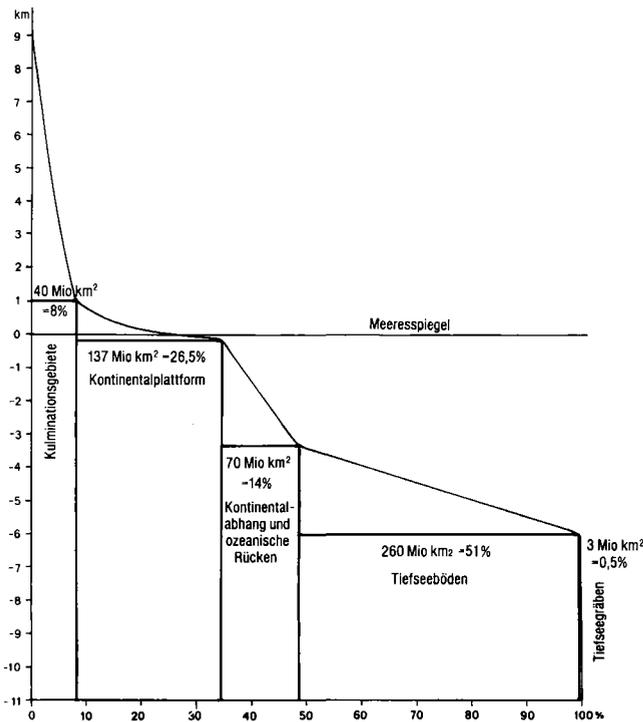


Fig. 1. Hypsographische Kurve der Erde.

und die extrem tiefen Werte geringe Areale, die mittleren Höhenwerte dagegen die ausgedehntesten Areale einnehmen. Das erste trifft tatsächlich zu. Die großen Höhen, ebenso wie die großen Tiefen erfüllen, wie die Kurve zeigt, nur wenige Prozente der Erdoberfläche. Die dazwischen liegenden Höhenwerte schließen sich aber nicht zu *einem* Bereich überwiegender Häufigkeit mit einem ungefähr in der Mitte gelegenen Maximum zusammen, sondern sie gliedern sich deutlich in *zwei* Regionen vermehrter Häufigkeit der Werte, die durch einen Bereich bedeutend verringerter Häufigkeit der zugehörigen Höhen scharf getrennt werden. Daher ergibt sich rein höhenstatistisch eine Fünfgliederung der Erdoberfläche.

In dieser Fünfgliederung ist bemerkenswert, daß die Grenzlinie zwischen Land und Meer und damit der Umriss der Länder nicht mit dem Rande der „Kontinentalplattform“ übereinstimmt. Das ist aber nicht verwunderlich. Denn die Höhe des Meeresspiegels ist ohne Zweifel das Ergebnis des Zusammenwirkens mannigfaltiger Erscheinungen, und sie ist auch veränderlich. Die Gesamtmenge des Wassers hängt offenbar von den Bindungsverhältnissen von Wasserstoff und Sauerstoff im Gesamtchemismus der Erde ab, die nicht konstant zu sein brauchen. Klimaänderungen müssen außerdem die Menge des in Gasform in der Luft und in fester Form als Eis auf dem Lande befindlichen Teils des Wassers auf jeden Fall beeinflussen. Es ist sicher, daß die solcherart hervorgerufenen vertikalen Spiegelschwankungen des Weltmeeres während des Eiszeitalters die Größe von 100m überschritten haben (gute Hinweise und Literaturangaben bei H. Valentin 1952

und P. Woldstedt 1961, 1965). Endlich müssen Krustenbewegungen, die die Gestalt des Meeresbodens verändern, Rückwirkungen auf die Spiegelhöhe ausüben. Ebenso müssen die ununterbrochenen Transporte von Ablagerungsmassen, die im Meere enden, dessen Beckenboden und damit seine Spiegelhöhe in Mitleidenschaft ziehen.

Die einschlägigen Berechnungen der Arealanteile wurden einst besonders sorgfältig für die Höhen von H. Wagner (1895) und für die Meerestiefen von E. Kosinna (1921) durchgeführt. Die neuen Tiefenkarten der Ozeane im „Atlas zur Ozeanographie“ (Meyers Großer Physischer Weltatlas, Band 7) hrsg. von G. Dietrich und J. Ulrich, Mannheim 1968, welche die in jüngster Zeit außerordentlich vermehrten Lotungen auswerten, nötigen aber zu etwas abweichenden Werten. (H. Louis 1975.) Man darf nunmehr rein höhenstatistisch mit etwa den folgenden abgerundeten Höhen-, Flächen- und Häufigkeitswerten rechnen. Als Mittelwert der Höhenhäufigkeit auf der Erde ist dabei ein Flächenanteil von etwa 25 Mio km² für ein Höhenintervall von 1000m anzusehen, weil der Gesamtspielraum der Höhen auf der 510 Mio km² großen Erdoberfläche rund 20000 m beträgt.

Höhenstatistische Pauschalgliederung der Erde

	Mio km ²	% d. Erdoberfl.	Relative Häufigkeit von Höhen des betreffenden Intervalls
1. Kulminationsgebiete + 9000 bis + 1000 m Höhe	40	8%	etwa $\frac{1}{5}$
2. Kontinentalplattform + 1000 bis - 200 m	139	27%	etwa $4\frac{1}{2}$
3. Zwischenhöhenbereich - 200 bis - 3000 m	68	13%	etwa $\frac{9}{10}$
4. Tiefseeböden - 3000 bis - 6000 m	255	50%	etwa $3\frac{1}{2}$
5. Extremtiefen - 6000 bis - 11000 m	8	2%	etwa $\frac{1}{15}$
Insgesamt	510	100%	Durchschnittshäufigkeit ist etwa 25 Mio km ² pro Höhenintervall von 1000 m

Die rein höhenstatistische Darstellung der Hypsographischen Kurve ist bis in die jüngste Zeit zugleich auch als gute Annäherung an die morphotektonischen Hauptbereiche der Erde angesehen worden. Darunter versteht man diejenigen Bereiche der festen Erdoberfläche, die ihrer Gestaltungsanlage nach, soweit diese durch das Material der Erdkruste und durch Krustendeformationen bedingt ist, wesentlich verschieden sind. Mit solchem Bedeutungsinhalt waren bisher alle Bezeichnungen der höhenstatistischen Hauptbereiche der Hypographischen Kurve der Gesamterde in Verwendung, insbesondere auch die Bezeichnungen „Kontinentalabhang“ für den „Zwischenhöhenbereich“ und „Tiefseeergräben“ für die „Extremtiefen“.

Höhenstatistik entsprechend den größten Formenanlagen der Erde

Formen-Bereich	Mio km ²	Mio km ² und % der Erdoberfläche	Verhältnis zur Durchschnittshäufigkeit der Höhen: 25 Mio km ² auf 1000 m Höhenintervall	Mio km ² Ketten-Gebirge K	Mio km ² Felder-relief F	Verhältnis K:F
Alle Höhen über 2000 m	16			10 K	6 F	5:3
Höhen 1000 bis 2000 m	24			5 K	19 F	1:4
<i>Kulminationsgebiete Insgesamt (alle Höhen über 1000 m)</i>		40≈8%	1/5	15 K	25 F	3:5
Höhen 0 bis 1000 m ohne Inseln außerhalb des Kontinentalabhanges	107			15 K	92 F	1:6
Flachmeer 0 bis -200 m	30			2 K	28 F	1:14
<i>Kontinentalplattform Insgesamt (Höhen +1000 bis -200 m) ohne Inseln außerhalb des Kontinentalabhanges</i>		137≈26 1/2%	ca. 4 1/2	17 K	120 F	1:7
Tiefschelf zwischen -200 und -1000 m	6					
Kontinentalabhäng -200 bis -1000 m	4					
Kontinentalabhäng -1000 bis -3000 m	20					
<i>Kontinentalabhäng im weiteren Sinne (-200 bis -3000 m)</i>		30≈6%	ca. 2/5			
<i>Ozeanische Rücken mit Inseln außerhalb des Kontinentalabhanges (ca. -3500 bis +4200 m)</i>	40	40≈8% (davon 2 über 0 m Höhe)	ca. 2/5 (für den Anteil unter 0 m Höhe)	Mio km ² Margin. Rücken 13 Rmg	Mio km ² Mediane Rücken 27 Rmd	Verh. Rmg Rmd ca. 1:2
Flache Tiefseeböden				Höhen-Tiefen- Spanne der Böden		
-3000 bis -4000 m	65		ca. 2 1/2	± 500 m		
-4000 bis -5000 m	110		ca. 4 1/2	± 700 bis 1000 m		
-5000 bis -6000 m	79		ca. 3	± 1200 m		
-6000 bis -7000 m	6		ca. 1/4	± 1200 bis 1500 m		
<i>Flache Tiefseeböden Insgesamt -3000 bis -7000</i>		260≈51%	ca. 2 1/3			
Tiefseegräben						
-4000 bis -7000 m	2,5		ca. 1/30			
-7000 bis -11000 m	0,5		ca. 1/200			
<i>Tiefseegräben Insgesamt -4000 bis -11000 m</i>		3≈1/2%	ca. 1/150			
<i>Gesamterde</i>	510	510=100%	1			

Nach der jüngsten Erweiterung der Kenntnis über die Tiefenverhältnisse und die nähere Beschaffenheit des Ozeanbodens ist es aber nicht mehr angebracht, das höhenstatistische Pauschalbild, das die Hypsographische Kurve der Erde liefert, mit den morphotektonischen Hauptbereichen der Erde einfach zu parallelisieren.

Zwar bleibt die Zweigliederung der Erdoberfläche im ganzen in den höher aufragenden Kontinentalblock und in die zum größten Teil weit tiefer liegenden ozeanischen Bereiche sowie die Trennung beider durch einen deutlichen Kontinentalabhang bestehen. Ebenso ist innerhalb des Kontinentalblocks der höhenmäßige Unterschied zwischen den Kulminationsgebieten und der Kontinentalplattform sicherlich Ausdruck verschieden starker Verlagerung von Krustenmaterial in der Vertikalen, also morphotektonisch zu deuten. Aber diese ohne Zweifel äußerst wichtigen Erscheinungen der Höhengliederung werden von anderen Grundzügen der morphotektonischen Gestaltung überlagert, deren Gliederung sich nicht in gleichem Maße nach der Höhenlage richtet. Dies wird deutlich, wenn man das ausschließlich höhenstatistische Pauschalbild der Hypsographischen Kurve der Erde durch wirklichkeitsnahe Abschätzungen über die anteilige Zugehörigkeit der verschiedenen Höhenintervalle zu verschiedenen der größten Formenanlagen der Erde ergänzt. Eine Übersicht der Flächenanteile, die die größten Formenanlagen in den verschiedenen Höhenintervallen einnehmen, bietet die nebenstehende Tabelle.

B. Geomorphologische Kennzeichnung und regionale Anordnung der größten Formenanlagen

(vgl. Beilage Karte 1 u. Fig. 2)

1. Überschneidungen der statistischen Höhengliederung und der morphotektonischen Großgliederung der Erde

Eine gute Höhen- und Tiefenkarte der Erde, namentlich wenn sie durch eine geotektonische Übersichtskarte ergänzt wird, läßt erkennen, daß die höhenstatistischen Kulminationsgebiete der Erde, d. h. etwa die Gebiete von mehr als + 1000 m Höhe zum großen Teil, in ihrer oberen Hälfte sogar überwiegend ein *Kettengebirgsrelief*, kürzer ausgedrückt ein *Kettenrelief* besitzen. Darunter soll ein Relief verstanden werden, das aus langgestreckt-schmalen, meist in mehreren ungefähr parallel und dabei oft bogenförmig verlaufenden Erhebungssträngen und aus zwischen ihnen dahinziehenden Längshohlformen besteht. Stets lassen sich wie später (Kap. II D 2) näher auszuführen sein wird, längsstreichende mehr oder weniger enge Schichtdeformationen nachweisen, die auf jungen, d. h. auf känozoischen oder höchstens jungmesozoischen Zusammenschub der Kruste zurückzuführen sind. Außerdem zeigen sich begleitende oder nachfolgende Vertikalbewegungen der Kruste in gleichfalls zur Hauptsache längsstreichender Anordnung.

Der Gesamtanteil des Kettenreliefs am höhenstatistischen Bereich der Kulminationsgebiete kann auf etwa 15 Mio km² geschätzt werden. Das ist trotzdem

weniger als die Hälfte der rund 40 Mio km², die diesem Höhenbereich angehören. Das Kettenrelief nimmt so zwar einen besonders großen Teil der Kulminationsgebiete ein. Aber es ist nicht einmal deren überwiegender Relieftyp. Die Gebiete besonders starker Emporhebung von Krustenteilen sind also keineswegs durchweg an das Vorkommen von Kettenrelief gebunden.

Die Kulminationsgebiete innerhalb der höhenstatistischen Gliederung der Erde enthalten vielmehr, besonders in ihren nicht allerhöchsten Teilen in großer Verbreitung auch Relieftypen, die relativ breit angelegt oder auch unregelmäßig umrissen sind. Hier erweist sich die Erdkruste als seit langem nicht mehr engräumig gefaltet, vielmehr als schollenartig zerbrochen, als weiträumig schräg gestellt, gehoben oder aufgewölbt, als in kleineren oder größeren Partien abgesunken, oder auch als seit langem ruhig oder nur schwach bewegt. Wir möchten für diesen Relieftyp im Gedanken an die Felder eines Musters aus größeren Flächenstücken die Sammelbezeichnung *Felderrelief* verwenden, ohne dabei schon weitere Besonderheiten seiner Beschaffenheit zu berücksichtigen. Ein Felderrelief ist daher im Unterschied zum Kettenrelief mehr oder weniger breit ausladend. Sofern es verschiedene Relieftypen umfaßt, erzeugen diese nicht eine einseitig streifige Längsgliederung, sondern ein mehr oder weniger fleckenartiges Mosaik von Formenbereichen.

In dem so gedachten Felderrelief fügen sich größere und kleinere, höher und tiefer gelegene Relieftteile von verschieden gestaltetem Umriß und wechselnd deutlicher Begrenzung aneinander. Es kann sich um Schwellen, Hochländer, Plateaus, um Ebenen, Flachländer, Hügelländer und Einzelberge (meist vulkanischer Natur) in tiefer und hoher Lage, um Becken inmitten von höherem Relief und um Buchten am Rande eines solchen handeln. Nicht selten sind zwei oder mehrere bevorzugte Richtungen in der Gestaltung des Reliefs erkennbar, nicht nur eine einzige, wie sie für das Kettenrelief charakteristisch ist.

Kettenrelief und Felderrelief sind nach dem vorher Gesagten grundlegend verschiedene morphotektonische Relieftypen. Im Kettenrelief tragen strangartig langgestreckte Deformationen der Kruste, die auf deren Zusammenschub zurückgehen, entscheidend zur Anlage der Grundzüge des Reliefs bei. Im Felderrelief wird die Grundlage von Hoch und Tief durch breiträumige Hebung, Biegung, Wölbung, Absenkung oder Ruhe von Krustenteilen gekennzeichnet.

Das Felderrelief nimmt also auch in den sogenannten Kulminationsgebieten der Erde in Gestalt von Hochländern, Plateaus und Bruchschollengebirgen z. B. in Hochafrika, in Hochasien, Brasilien, Guayana, Grönland und anderswo große Flächen ein, mit schätzungsweise 25 Mio km² sogar mehr als die Hälfte dieser Höhenstufe. Seine wirklich größte Verbreitung innerhalb des Kontinentalblocks entfällt aber mit ungefähr 120 Mio km² auf die sogenannte Kontinentalplattform zwischen + 1000 und -200 m Höhe. Das entspricht hier einem Flächenanteil des Felderreliefs von fast 90%.

Immerhin verbleiben aber im Bereich der Kontinentalplattform noch schätzungsweise 17 Mio km² oder mehr als 10% dieser Fläche als Anteil von Kettenreliefgebieten. Es sind also beide, sowohl das Kettenrelief wie auch das Felderrelief, wenn auch mit jeweils sehr unterschiedlichem Gewicht an der Gestaltung

sowohl der Kulminationsgebiete wie auch der Kontinentalplattform innerhalb der hypsographischen Großbereiche der Erde beteiligt.

Weitere Überschneidungen morphotektonischer mit den hypsographischen Hauptbereichen zeigen sich in den ozeanischen Gebieten: Der hypsographische Zwischenhöhenbereich zwischen -200 und -3000 m Höhe entfällt, wie die neuen Lotungen zeigen, nur mit rund 30 Mio km^2 oder etwa 6% der Erdoberfläche wirklich auf den Kontinentalabhang, nach welchem diese Höhenstufe früher benannt wurde. Erheblich größere Flächen werden dagegen von den sogenannten *ozeanischen Rücken* (sehr langgestreckten, breiten Erhebungszügen) eingenommen, deren große Verbreitung und untermeerische Höhenentwicklung man vor dem weit unterschätzt hat. Die ozeanischen Rücken ragen im Mittel aus etwa -3000 m Tiefe, stellenweise aus etwas geringerer, anderswo aus etwas größerer Tiefe auf und erfüllen so rund 40 Mio km^2 . Ihre Scheitelzonen bleiben größtenteils mehr oder weniger tief unter dem Meeresspiegel verborgen. Aber mit kleinen Arealen, nämlich mit weniger als 2 Mio km^2 ragen sie als ozeanische Inseln oder Inselreihen über den Meeresspiegel auf und erreichen dann sogar stellenweise sehr große Höhen (Hawaii $+4200$ m). Sie entsenden also einen, wenn auch nur sehr kleinen Flächenanteil sowohl in die hypsographischen Höhenstufen der Kontinentalplattform, ja sogar der Kulminationsgebiete, obwohl sie nicht Teile des Kontinentalblocks sind. Auch nach Abrechnung dieser die Tiefe von -200 m überragenden Areale umfassen die ozeanischen Rücken noch wesentlich größere Flächen als der wirkliche Kontinentalabhang. Darüber hinaus müssen, wie noch darzulegen sein wird, auch die ozeanischen Rücken selbst nochmals in mindestens zwei wesentlich verschiedene Typen aufgliedert werden.

Eine bedeutende Überschneidung zwischen den hypsographischen und den morphotektonischen Bereichen ist auch im Gebiet der großen Meerestiefen vorhanden. Die neuen Tiefenkarten zeigen, daß die Ozeane sich zwischen dem Kontinentalabhang und dem verzweigten System der ozeanischen Rücken in je nach der für angemessen gehaltenen Einzelumgrenzung etwa 40 bis 50 große *ozeanische Becken* aufgliedern.

Die Böden der ozeanischen Becken, die „Tiefseeböden“ besitzen im ganzen recht flache Formen. Nur in Gestalt von aufsitzenden Einzelbergen oder Gruppen von Einzelbergen meist vulkanischer Natur, außerdem auch in langgestreckten Stufen, wahrscheinlich Bruchstufen von bis zu einigen hundert Meter Höhe äußert sich oft ein untergeordnetes submarines Lokalrelief. Die Tiefseeböden bilden so einen gut ausgeprägten morphotektonischen Haupttypus. Dieser nimmt aber nicht nur, wie man bislang dachte, den Höhenspielraum zwischen etwa -3000 und -6000 m ein, sondern er geht in gleicher Ausbildung mit weiten Flächen bis mindestens -7500 m hinab.

Damit überschneidet sich dieser morphotektonische Haupttyp bezüglich der Höhenlage sehr stark mit dem gleichfalls seit langem bekannten Typ der „Tiefseeegräben“. Diese sind über hunderte, ja über tausende von km langgestreckte schmale Rinnen sehr großer Tiefe im Ozeanbereich. In ihnen liegen die allergrößten bekannten Tiefen von mehr als -10000 und -11000 m. Aber der Ober- rand der scharf zur Tiefe abfallenden Tiefseeegräben liegt manchmal, z. B. beim

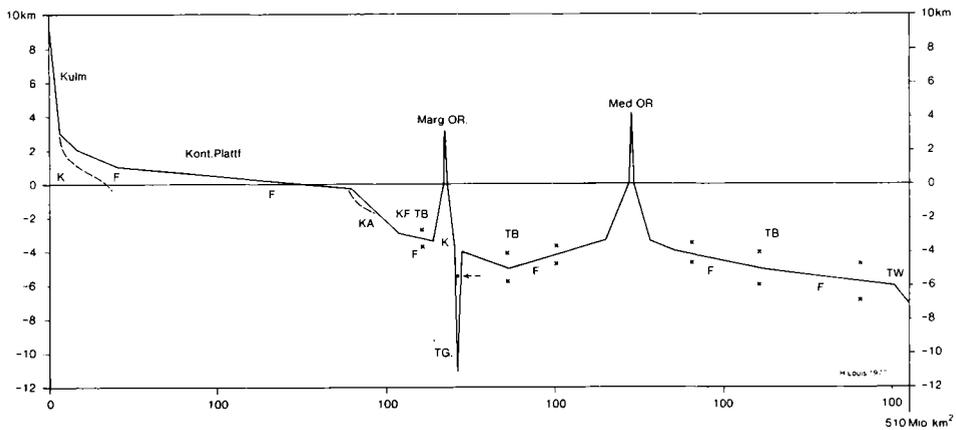


Fig. 2. Morphotektonisches Höhendigramm der Erde (H. Louis 1977). (Gegenüber H. Louis 1975 weiterentwickelt.)

- Kulm. = Kulminationsgebiete
- Kont.Plattf. = Kontinentalplattform
- KA = Kontinentalabhang
- KF = Kontinentalfuß
- Marg. O R. = marginale ozeanische Rücken
- Med. O R. = mediane ozeanische Rücken
- TB = Tiefseeböden
- ×× = Regionaler Höhen-Tiefen-Spielraum der Tiefseeböden
- TW = Tiefseewannen
- TG = Tiefseegräben
- ← = Tiefe besonders seichter Tiefseegräben
- K = Kettenrelief
- F = Felderrelief

Californien Graben, Südchile Graben, Amiranten Graben bei nur etwa – 4000 m, und die größte Tiefe dieser Gräben erreicht nicht oder nur wenig mehr als – 6000 m.

Im ganzen zeigt sich, daß die morphotektonischen Grundzüge des irdischen Reliefs weit weniger gut mit den fünf Haupthöhenbereichen der hypsographischen Gesamtkurve der Erde zusammenfallen, als man ehemals angenommen hat. Doch ein Überblick über die charakteristischen Züge der Höhenverteilung auf der Erde und über ihr Verhältnis zu den großen morphotektonischen Anlagen ist erwünscht. Er läßt sich u. E. in einem Höhendigramm der Erde herausarbeiten, welches auf die Einheitlichkeit einer rein höhenstatistischen Summenkurve der ganzen Erde verzichtet. Dafür kann aber ein solches Diagramm nach morphotektonischen Gesichtspunkten gegliedert, aus Teilstücken zusammengesetzt werden, deren jedes für sich eine hypsographische Teilkurve mit morphotektonischer Erläuterung bietet. Mit einer derartigen Darstellungsweise läßt sich eine zusammenhängende und in den Höhen- und Flächenangaben sachrichtige Diagrammkurve entwerfen (Fig. 2).

2. Felder- und Kettenrelief der Kontinente, ozeanisches Kettenrelief

Die im Vorhergehenden gekennzeichneten größten Formenanlagen der Kontinente sind in bemerkenswerter Weise angeordnet bzw. zusammengefügt.

Das Kettenrelief ist in zwei gewaltigen Gürteln entwickelt. Der eine beginnt, anscheinend ohne weitere Westfortsetzung, am Westende des europäischen Mittelmeeres und zieht in gewundenen Strängen zwischen den Bereichen der kontinentalen Felderreliefs von Eurasien im Norden und jenen von Afrika, Arabien, Vorderindien und Australien im Süden durch das südliche Europa, durch Vorderasien und über das Himalaya-System nach Hinterindien und zur Inseln. Dieser Kettengebirgsgürtel wird als der Eurasiatische bezeichnet. Er ist mehr als 15000 km lang. Seine südöstlichsten Stränge erheben sich größtenteils aus dem Flachmeerbereich der Sunda-Inseln. Mit dem Andamanen-Nikobaren-Strang enthalten sie aber auch ein Glied, das als ozeanischer Rücken aus beiderseits tiefem Meere aufsteigt. An diesem wie an anderen Beispielen besonders im pazifischen Raum zeigt sich, daß ein Teil der ozeanischen Rücken offensichtlich als untermeerische Fortsetzung des Kettenreliefs, d. h. als ozeanisches Kettenrelief aufzufassen ist. Ozeanische Rücken dieser Beschaffenheit sind zur Hauptsache auf die randlichen Gebiete der Ozeane beschränkt. Sie sollen daher als „marginale ozeanische Rücken“ von anders gelegenen, nämlich „medianen ozeanischen Rücken“ unterschieden werden (Fig. 2).

Der Eurasiatische Kettengebirgsgürtel verläuft, wie aus den vorherigen Angaben hervorgeht, von seinem Westende bis zum Golf von Bengalen zwischen beiderseits liegenden ausgedehnten Bereichen von kontinentalem Felderrelief. Man kann diese für den Eurasiatischen Kettengebirgsgürtel so bezeichnende Querlage innerhalb des kontinentalen Felderreliefs der Alten Welt als transversal bezeichnen. Vom Golf von Bengalen an nach Südosten aber nimmt der Eurasiatische Kettengebirgsgürtel eine randliche, eine marginale Lage zwischen dem Kontinent, bzw. dem ihm zugehörigen Schelfgebiet einerseits und dem Indischen Ozean andererseits ein. Außerdem wird der Kettengebirgsgürtel hier auf seinem marginal gelegenen und gegen den Ozean ausgebogenen Abschnitt auf mehr als 3000 km Länge an der ozeanischen Seite von einem Tiefseeegraben begleitet. Diese Paarung eines marginalen Kettengebirgsstranges bzw. eines marginalen ozeanischen Rückens, der bogenförmig gegen den offenen Ozean ausbiegt, mit einem auf dieser Seite begleitenden Tiefseeegraben wiederholt sich auf zehntausende von Kilometern Längerstreckung auch im Pazifik und ebenso an den kurzen Küstenabschnitten des Atlantik, die Kettenrelief aufweisen. Dies zeigt, daß der Formentyp der Tiefseeegräben als eine innerhalb der ozeanischen Räume für das Kettenrelief typische Begleiterscheinung aufzufassen sein dürfte. Man wird sie mit den sogenannten Vortiefen am Außenrand der Kettengebirgsgürtel auf dem Festland vergleichen können. Nur unterscheiden sich diese von den Tiefseeegräben dadurch, daß sie gewöhnlich fast ganz mit Abtragungsprodukten aus dem benachbarten Gebirge zugefüllt sind. Wahrscheinlich besteht im Ozean bezüglich der Sedimentationsmenge eine weniger enge Korrelation zwischen den Tiefgebieten und den in unmittelbarer Nachbarschaft aufragenden Erhebungen.

Erst kurz vor dem Südostende des Eurasiatischen Kettengebirgsgürtels im Gebiet der Kleinen Sundainseln stellt sich nochmals die Transversallage des Gebirgsgürtels ein, nämlich zwischen dem Sundaschelf auf der einen und dem Australischen Kontinent auf der anderen Seite.

Östlich der Kleinen Sundainseln und von Sulawesi (Celebes) gewinnt der Eurasiatische Kettengebirgsgürtel schließlich Anschluß an den zirkumpazifischen Gürtel von Kettengebirgen. Dieser umrahmt in seiner ganzen rund 50000 km messenden Länge den Pazifischen Ozean und verkörpert damit in besonders reiner Form einen marginalen Typ des Kettengebirgsgürtels. Aber auf seiner anderen Seite grenzt dieser Kettengürtel, soweit dort Festland vorhanden ist, an kontinentales Felderrelief.

Die Kettengebirgsstränge von Neuguinea begleiten den Nordrand der Kontinentalplattform von Australien. Ihre Fortsetzungen nach NW und NE ziehen in Gestalt marginaler ozeanischer Rücken, streckenweise in mehreren ungefähr parallelen Strängen mit mehr oder weniger großem Abstand vom Ostrand des Sundaschelfs und von den Felderreliefgebieten Ostasiens weiter. Nur teilweise und zu sehr verschiedenen Höhen ragen sie über den Meeresspiegel auf. Aber fast durchgehend sind sie auf ihrer dem offenen Ozean zugekehrten Seite von Tiefseegräben begleitet. Sie schwingen sich einerseits über die Molukken, Sulawesi, die Philippinen, die Riukiu und Japanischen Inseln und Sachalin zu den ostsibirischen Küstengebirgen und nach Alaska, andererseits über die West-Karolinen, Marianen und Japanischen Inseln zu den Kurilen, nach Kamtschatka und über den Aläutenbogen nach Alaska. Die Kennzeichnung der Inselbögen als marginal-ozeanische Rücken ist in diesem Abschnitt des Zirkumpazifischen Kettengebirgsgürtels besonders sinnfällig.

Von Alaska aus verläuft der Zirkumpazifische Kettengebirgsgürtel durch das westliche Nordamerika nach Mexico und Mittelamerika, auch hier weithin von Tiefseegräben begleitet. Als System marginaler ozeanischer Rücken setzt er sich mit dem Antillenbogen am Rande des tiefen Karibischen Meeres zum Nordsaum von Südamerika fort. Auch hier gibt es einen begleitenden Tiefseegraben. Doch befindet er sich, der Regel entsprechend, an der hier gegen den Atlantik ausbiegenden Seite des Antillenbogens.

Im weiteren Verlauf zieht der Kettengebirgsgürtel als Anden am Westrand von Südamerika bis zur Südspitze des Kontinents und wird auch auf dieser Strecke von Tiefseegräben gesäumt. Dann schwingt er sich als marginaler ozeanischer Rücken in Gestalt des Südantillenbogens durch tiefes Meer zum Kettengebirge des Graham Landes nach Antarktika hinüber. Auch der Südantillenbogen ist gegen den Atlantik hin weit vorgekrümmt, und auch hier befindet sich ein begleitender Tiefseegraben an der atlantischen Seite.

Ein hohes Antarktisches Kettengebirge scheint die Küste von Antarktika zwischen Graham Land und dem Ross Meer nach der Darstellung von E. Bederke und H. G. Wunderlich im Atlas zur Geologie (Mannheim 1968, S. 73) sogar bis nach Victoria Land hinein zu begleiten. Weiter kann vermutet werden, daß ein ozeanischer Rücken, der die Balleny und Macquarie Inseln trägt, als submarine Fortsetzung des Kettenreliefs gegen Neuseeland aufzufassen ist, wenn nicht hier eine etwa 2000 bis 3000 km breite Lücke im Zirkumpazifischen Kettengebirgsgürtel vorhanden ist.

Von Neuseeland aus gegen NW und NE laufen mehrere Stränge ozeanischer Rücken, z. T. mit starken Biegungen gegen den Raum um Neukaledonien und die

Fidschi-Inseln und weiter mit NNW bis WNW Richtung nach den Salomonen und nach Neuguinea. Auch diese ozeanischen Rücken werden sicher mit Recht als submarine Kettengebirge, d. h. als marginale ozeanische Rücken gedeutet. Denn auch sie werden jeweils an ihren Außenkrümmungen von typischen Tiefseegräben gesäumt. So zeigt sich, daß die Zonen der marginalen ozeanischen Rücken hier wie auch schon im westlichen Mikronesien eine besondere Breite von 2000 bis mehr als 3000 km erreichen.

Mit den Hochgebirgen von Neuguinea ist der Ausgangspunkt des vorher begonnenen Rundgangs längs des Zirkumpazifischen Kettenreliefgürtels wieder erreicht. Dieser umrahmt den in seinem Inneren gelegenen Kernraum des Ozeans und grenzt ihn ab gegen die Bereiche mit Felderrelief auf den Kontinentalplattformen des östlichen Eurasiens, des östlichen Nord- und Süd-Amerika, von Ostantarktika und von Australien. Diese Umrahmung tritt gleichwohl in zwei bemerkenswert verschiedenen Ausbildungsformen entgegen. Im Westen ist der Pazifik ganz überwiegend von marginal-ozeanischen Rücken, im Osten von kontinental-marginalen Kettengebirgssträngen umgürtet.

3. Kontinente-Bereich und kontinentfreier Bereich der Erdoberfläche

Die Betrachtung des Zirkumpazifischen Kettenreliefgürtels lehrt, daß alle Kontinentalmassen vom Pazifik aus gesehen außerhalb dieses Gürtels liegen, daß dagegen innerhalb nur ozeanischer Raum vorhanden ist. Den außerhalb des Gürtels gelegenen Raum kann man deshalb als den *Kontinente-Bereich* bezeichnen. Er nimmt etwa zwei Drittel der gesamten Erdoberfläche ein, der innerhalb gelegene *kontinentfreie Bereich* rund ein Drittel, wobei der etwa ein Zehntel betragende Anteil des beide trennenden Zirkumpazifischen Kettenreliefs selbst entweder unberücksichtigt bleibt, oder als zu etwa gleichen Teilen den beiden vorher genannten Großbereichen zugehörig gedacht werden kann. So gesehen verkörpern die beiden, geomorphologisch so sehr verschiedenen Großräume, die als Kontinente-Bereich und als kontinentfreier Bereich der Erde vorgestellt wurden, eine regionale Hauptgliederung der Erdoberfläche. Diese ist jedenfalls wesentlich naturnäher als die lange Zeit beachtete, lediglich nach der anteiligen Verbreitung von Land und Meer errechnete Aufteilung der Erde in eine Land- und eine Wasser-Halbkugel. Das wird vor allem deutlich, wenn man die geomorphologische Beschaffenheit der ozeanischen Räume im Kontinente-Bereich und im kontinentfreien Bereich der Erdoberfläche miteinander vergleicht. Hierzu die folgenden Abschnitte.

4. Der Ozean des Kontinente-Bereichs und seine Umrahmung

Das von der Hypsographischen Kurve der Erde angezeigte Bestehen von zwei, durch einen Zwischenhöhenbereich getrennten Höhenintervallen maximalen Flächenanteils auf der Erde ist seit langem als Hinweis auf einen in diesem

Zwischenhöhenbereich ausgebildeten Kontinentalabhang zwischen Kontinentalplattform und Ozeanboden gedeutet worden. Tatsächlich hat sich ein kräftig geneigter Abschwung der Höhen mindestens zwischen -1000 m und -3000 m Tiefe fast überall an den Kontinentalrändern derjenigen Meeresbecken, die solche Tiefen überhaupt erreichen, nachweisen lassen.

Aber hinsichtlich der Ausbildung dieser Abschwünge kann man einen wesentlichen Unterschied feststellen. In regional sehr weiter Verbreitung setzt der Abschwung zum Ozeanboden ohne näher erkennbare Ursache mit fast höhen gleicher, aber hin und wieder geknickter Längserstreckung untermeerisch vor den Festlandsküsten ein. In diesem Falle dürfte es sachgerecht sein, von einem *unmittelbaren Kontinentalabhang* zu sprechen. Anderenorts dagegen, und auch dies in sehr weiter regionaler Verbreitung, knüpft sich der Abschwung zum Ozeanboden mehr oder weniger deutlich an die dem Meere zugewandte Flanke eines Kettengebirgszugs, der längs der Küste verläuft und dem Festland angehört, bzw. der auf der Landseite nur durch Flachmeer vom Festland getrennt wird. Wenn dies der Fall ist, erscheint es angebracht, den Abschwung zum Ozeanboden als *Randketten-Kontinentalabhang* zu bezeichnen. Er stellt keinen unvermittelten, sondern einen durch das Dazwischentreten eines Kettengebirgsstranges nach Form und Richtung im allgemeinen stark mitbestimmten Sondertyp des Kontinentalabhangs dar. Diese Unterscheidung ist für die Grenze zwischen Kontinent und Ozean überall anwendbar, abgesehen von engeren örtlichen Besonderheiten, wie sie etwa an der Ausmündung großer sedimentreicher Flüsse vorhanden sind. Die Unterscheidung fördert das Verständnis auch dann, wenn manchmal nicht ohne genauere Reliefanalyse zu klären ist, ob örtlich ein unmittelbarer Kontinentalabhang oder ein Randketten-Kontinentalabhang vorliegt.

Die dargelegte Unterscheidung verleiht einer alten Erkenntnis verstärktes Gewicht. Diese besagt in unserer Ausdrucksweise, daß an den Rändern des Nordpolarmeeres, des Atlantischen und des Indischen Ozeans fast ausschließlich die Form des unmittelbaren Kontinentalabhangs entwickelt ist, während rings um den Pazifik der Randketten-Kontinentalabhang vorherrscht. Diese Feststellung trifft zusammen mit der Tatsache, daß das Nordpolarmeer, der Nordatlantik, der Südatlantik und Indik zusammengenommen eine mehr als 30000 km lange, aber durchschnittlich nur 3000 bis 6000 km, maximal 7000 km breite Tiefenzone bilden, welche in mehrmals hin und her gewundenem Verlauf zwischen den Kontinentmassen hindurchzieht. Sie bleibt dabei auf ihrer ganzen Länge innerhalb des Kontinente-Bereichs der Erde. Aufgrund dieser Tatsache sowie wegen ihrer fast durchgehend gleichartigen Umgrenzung durch einen unmittelbaren Kontinentalabhang dürfte es richtig sein, alle diese ozeanischen Räume als Teilabschnitte eines großen *Interkontinentalen Ozeans* aufzufassen, der in der Form eines sehr breiten, gewundenen Bandes zwischen den Kontinentmassen eingebettet ist. Er bildet damit ein sehr ausgeprägtes Gegenstück zu dem Pazifik, der den kontinentfreien Bereich der Erde erfüllt, und dessen Umgrenzung überwiegend dem Randketten-Kontinentalabhang zugehört.

Der nicht durch Kettenrelief beeinflusste, unmittelbare Kontinentalabhang, wie er den Interkontinentalen Ozean umgrenzt, bildet in der Regel zwischen -200

und –3000 m einen mehr als 2500 m hohen Abschwung von fast überall mehr als 10‰, meistens mehr als 50‰ und stellenweise sogar mehr als 100‰ (~6°) Durchschnittsgefälle. Gebietsweise liegt die Oberkante des Abfalls tiefer als –200 m bis zu –500 m, mitunter bis –1000 m, ja bis –1200 m (z. B. nördlich der Bahamas). Auch der Fuß des Abhangs schwankt in der Höhenlage. Er kann auf größere Strecken bis unter –4000 m hinabreichen, in anderen schon bei –2000 m enden.

Im Südatlantik ist ein unmittelbarer Kontinentalabhang rund 300 km NE der Falkland Inseln deutlich nachweisbar. Er begleitet dann die Ostküste Südamerikas ununterbrochen bis gegen Trinidad, wobei seine Oberkante in Patagonien bis zu 400 km weit östlich der Küstenlinie, sonst meist in 100 bis 200 km Abstand, bei Recife aber fast unmittelbar unter der Küste verläuft.

Zwischen Trinidad und den Bahamas bildet die atlantische Flanke des Antillenbogens, also ein marginaler ozeanischer Rücken, die Grenze gegen den offenen Ozean. Dagegen sind die kräftigen Abfälle, die im Mittelamerikanischen Mittelmeer von den randlichen Flachseegebieten zu den verschiedenen Tiefmeerbecken des Golfes von Mexico und des Karibischen Meeres hinabführen, als Randabfälle von *innerkontinentalen Tiefmeerbecken* anzusehen. Von den Bahamas über die Neufundland Bank zur Davisstraße und weiter um die Südspitze von Grönland herum bis zur Dänemarkstraße ist wiederum ein unmittelbarer Kontinentalabhang entwickelt. Seine Oberkante liegt nördlich der Bahamas und nördlich der Neufundlandbank in bis zu 1000 m, ja in mehr als 1000 m Tiefe und liegt stellenweise bis zu 400 km weit vor der Nordamerikanischen Ostküste. Aber der Abhang ist deutlich. Er ist auch in der Davisstraße noch feststellbar, wo er mit nur etwa 1000 m relativer Höhe vom nördlichen Labrador zum südlichen Grönland bei Godthaab hinüberzieht. Das Baffin Meer ist daher als ein weniger als 3000 m tiefes innerkontinentales Meer aufzufassen. In der Dänemarkstraße wird der Kontinentalabhang undeutlich, weil ostwärts bis zu den Färöer hinüber der Mittelatlantische Rücken, von dem später Näheres zu sagen sein wird, mitsamt seinen Ausläufern dem Meeresraum eingelagert ist und nur geringe Meerestiefen bestehen läßt.

Erst im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer wird der Kontinentalabhang als Grenze zwischen den Bereichen der Kontinentalplattform und tiefen Meeresbecken wieder deutlich. Allerdings liegt seine Oberkante weithin tiefer als –200 m, stellenweise erst bei etwa –1000 m. Ein unmittelbarer Kontinentalabhang umzieht so in 100 bis 300 km Abstand die nordöstliche und nördliche Küste von Grönland und weiter das gesamte Nordpolarmeer. Doch bestehen hier Komplikationen, die z. T. erst unvollkommen aufgehellt sind. Nach den russischen Forschungen queren drei ozeanische Rücken zwischen der Inselgruppe von Severnaya Zemlya und der Wrangelinsel einerseits und Westspitzbergen bis Grant (Ellesmere) Land andererseits das Nordpolarmeer. Der Sibirien nächste dieser Rücken wird mit dem Namen „Mittelozeanischer Rücken“ als Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens aufgefaßt. Für den mittleren, den Lomonossow Rücken und den Canada nächsten, den Alpna Rücken, ist eine zufriedenstellende Deutung noch offen. Unsicher ist auch, in welchem Ausmaß der Kontinentalabhang dort, wo diese Becken an den Schelf herantreten, durchläuft oder aus-

setzt. Sicher scheint dagegen zu sein, daß der Kontinentalabhang, abgesehen von den genannten Stellen, rings um das Nordpolarmeer herumläuft. Sein Oberrand liegt dabei vor den Küsten von Canada, Spitzbergen und Franz-Joseph-Land weithin erheblich unter -200 m. Er hält sich bei Alaska, Canada und Grönland, ebenso wie bei Spitzbergen, Franz Joseph Land und Sewernaya Zemlya in weniger als 100 km bis kaum mehr als 200 km Abstand vor deren Küsten. Aber im östlichen Mittelsibirien und Ostsibirien erreicht er 300 bis über 700 km Küstenabstand.

Auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres verläuft der durchweg unmittelbare Kontinentalabhang von der Westküste Spitzbergens zur Norwegischen Küste bei Tromsö und weiter außerhalb der Lofoten, der Shetland- und Hebriden Inseln bis zur Porcupine Bank westlich von Irland. Auch auf dieser Strecke liegt der Oberrand teilweise merklich unter -200 m.

An der Porcupine Bank westlich von Irland wendet sich der in gleicher Weise unmittelbare Kontinentalabhang zuerst südwärts und dann nach SE zum inneren Winkel des Golfs von Biscaya. Auf dieser Strecke läuft der Oberrand weithin mehr als 300 km vor der britischen und mehr als 100 km vor der französischen Küste. Der Abhang führt hier bis auf -4000 m hinab. Westlich von Bilbao tritt dann der Kontinentalabhang hart an die Küste heran und bleibt so bis zur Straße von Gibraltar. Auch die tiefen Einzelbecken des Mittelmeeres und das Schwarze Meer sind größtenteils von untermeerischen Steilhängen umrahmt, die echten Kontinentalabhängungen ähnlich sind. Sie müssen aber zum mindesten in ihrer heutigen Gestalt als Randabfälle innerkontinentaler Tiefmeerbecken angesehen werden.

Die Westküste Afrikas wird abgesehen von wenigen Verbreiterungen des Schelfs (auf etwa 100 km) in der Umgebung von 20° N. Br., bei Bissau, bei Swakopmund, vor der Oranjemündung und südöstlich von Kapstadt an der Agulhas Bank in geringem Abstand von der Küste von einem gleichfalls unmittelbaren Kontinentalabhang begleitet. Südöstlich der Agulhas Bank reicht der Abhang sogar bis auf mehr als -4000 m Tiefe hinab.

Der Kontinentalabhang säumt des weiteren auch die Ostküste Afrikas samt der Somali-Halbinsel und unter Einschluß der Insel Sokotra bis zum Bāb al Mandab in geringem Abstand. Doch Madagaskar bleibt außerhalb. In der Nachbarschaft der Mündungen von Limpopo und Sambesi ist der Schelf etwas verbreitert. Hier wie wahrscheinlich auch im Bereich des Swakop und Oranje dürften Flußsedimente bzw. ihre durch Küstenversetzung weitergefrachteten Massen einen wesentlichen Anteil an der Verbreiterung des Schelfs haben.

Vom Bāb al Mandab an begleitet ein unmittelbarer Kontinentalabhang die Südostküste Arabiens bis zum Golf von Oman. An den Küsten des südlichen Iran gegen den Indischen Ozean dürfte aber ein Randketten-Kontinentalabhang vorliegen. Unmittelbarer Kontinentalabhang begrenzt wieder die Küsten von Vorderindien unter Einschluß von Ceylon bis ins Mündungsgebiet des Ganges. Nur im Gebiet der Kuria-Muria Inseln und an der Westküste Vorderindiens ist der Schelf verbreitert, bei Bombay bis zu 300 km. Außerdem ist der Abhang im Mündungsgebiet von Indus und Ganges abgeflacht, offenbar durch die Sedimente

dieser großen Flüsse. Von Chittagong an bis zur Timor See bilden dann Erhebungsstränge und Ozeanische Rücken des Eurasiatischen Kettengebirgsgürtels einen sehr deutlichen, aber durch Gebirgsflanken bestimmten Randketten-Kontinentalabhang gegen den Indik.

Erst von Timor an nach Südwesten wird der Indische Ozean und zwar nunmehr gegen den Australischen Kontinent wieder durch einen unmittelbaren Kontinentalabhang begrenzt. Sein Oberrand liegt im Nordwesten Australiens um 200 bis 300 km vor der Küste, tritt aber an der Westseite näher an diese heran und bleibt so auch an der Südküste, bis an der großen Australischen Bucht eine Verbreiterung des Schelfs auf mehr als 200 km sich einstellt. Doch weiter ostwärts folgt der Kontinentalabhang wieder in geringem Abstand der Küste bis zur Südspitze von Tasmanien. Der Abhang führt hier stellenweise bis auf – 5000 m Tiefe hinab.

Zwischen Tasmanien und Victoria Land in Antarktika liegt die 2000 bis 3000 km breite Verengung des Meeres, durch die der „Ultrakontinentale“ Pazifische Ozean mit dem „Interkontinentalen“ Indischen in offener Verbindung steht. Hier kann, wie angedeutet, das umrahmende Kettenrelief des Pazifischen entweder submarin durch einen marginal-ozeanischen Rücken als geomorphologische Grenze beider Ozeane ausgebildet sein, oder es kann eine Lücke bestehen. In Antarktika selbst aber ist ein unmittelbarer Kontinentalabhang längs der Südküste des Indischen und des Südatlantischen Ozeans wieder deutlich entwickelt. Doch sein Oberrand liegt bei etwa – 1000 m Tiefe. Von ihm führt ein teils schmaler, teils bis zu 200 km breiter Tiefschelf zur Küste hinauf.

Am Süd- und Westrand des Weddelmeeres verbreitert sich der Tiefschelf sogar auf 300 bis mehr als 500 km. Mit dem Kettengebirge des Graham Landes und dem marginalen ozeanischen Rücken des Südantillenbogens wird der Ausgangspunkt des Rundgangs um den Interkontinentalen Ozean bei den Falkland Inseln wieder erreicht. Von den, in starker Ausglättung aller Unregelmäßigkeiten gemessen, mehr als 80000 km langen Küsten des Interkontinentalen Ozeans werden etwa 85% durch einen unmittelbaren Kontinentalabfall umgrenzt, nur etwa 15% sind von Randketten-Kontinentalabhang gesäumt.

5. Der Ozean des kontinentfreien Bereichs und seine Umrahmung

Der Pazifische Ozean bildet mit einem SW–NE Durchmesser von rund 12000 km und einem NW–SE Durchmesser von rund 16000 km ein gewaltiges Oval. Er erfüllt, wie schon angedeutet, den kontinentfreien Bereich der Erde. Deswegen kann man ihn als den *Ultrakontinentalen Ozean* bezeichnen. Er wird vom Zirkumpazifischen Kettengebirgsgürtel umrahmt. Ein Grenzabfall zwischen Kontinentalbereich und ozeanischen Tiefen ist außer am Südantillen Bogen und in der Lücke zwischen Tasmanien und Victoria Land überall vorhanden. Er ist mehr als 40000 km lang und ist zu etwa 30000 km = 75% als Randketten-Kontinentalabhang und nur zu etwa 10000 km als unmittelbarer Kontinentalabhang ausgebildet. Dabei weisen aber die Ost- und die Westseite der Ozean-Umrahmung wesentliche Unterschiede auf.

An der Ostseite besteht die Umrahmung, wie bereits früher ausgeführt wurde (S. 20), aus dem hoch aufragenden Kettengebirgsbündel des westlichen Nord- und Südamerika mitsamt den Tiefseegräben, die dem Kettengebirgsgürtel an seinem ozeanischen Saum vorgelagert sind. Dort beginnt also mit einem Randketten-Kontinentalabhang, der zu großen Tiefen hinabführt, überall sogleich der offene Ozean.

Auf der Westseite dagegen wird der Pazifische Ozean von marginalen ozeanischen Rücken umrahmt. Diese erheben sich aus tiefem Meer und steigen vereinzelt sogar zu großen Höhen über dem Meere auf. Zwischen solchen marginalen Rücken und dem Festlande gibt es auf der Westseite des Ozeans außerdem eine lange Reihe von Randmeeren. Von Norden nach Süden folgen so aufeinander das Bering Meer, das Ochotskische, Japanische, Ostchinesische, Südchinesische Meer an der Grenze gegen Eurasien, sowie die Korallensee und die Tasman See an der Grenze gegen Australien. Diese Randmeere besitzen nur teilweise eine Nord- bzw. Westküste aus längstreichenden Kettengebirgen mit Randketten-Kontinentalabhang. Auf größere Strecken weisen sie vielmehr einen unmittelbaren Kontinentalabhang auf. So ist es im Bering Meer hinter dem Aläutenbogen, im Ochotskischen Meer hinter dem Kurilen Bogen, im Japanischen Meer längs der Küsten von Korea, im Ostchinesischen Meer hinter dem Riukiu Bogen, im Südchinesischen Meer hinter dem Nordteil des Philippinen Rückens, in der Korallensee und Tasman See längs der Ostküste von Australien. Diese Strecken mit unmittelbarem Kontinentalabhang sind immerhin mehr als 10000 km lang. Sie liegen abschnittsweise an dem kontinentalseitigen Saum der Randmeere, die das Zirkumpazifische Kettenrelief an der West- und Nordseite des Ozeans begleiten. Dort herrscht also ein Mischtyp der Grenze zwischen Kontinentalbereich und Ozeanraum, bei welchem Strecken mit Randketten-Kontinentalabhang und solche mit unmittelbarem Kontinentalabhang mannigfach miteinander abwechseln.

Auch an der Südküste des Pazifischen Ozeans zwischen Graham Land und Victoria Land verzeichnen die Tiefenkarten das Bestehen eines Kontinentalabhangs dessen Oberkante in etwa –1000 m Tiefe liegt und dessen Fuß auf etwa –3000 m hinabführt. Die Breite des hier vorhandenen Tiefschelfs, der zur Küste ansteigt, liegt der Karte nach zwischen etwa 100 km vor den Ausbuchtungen des Antarktischen Kettengebirges und 400 bis zu 1000 km vor seinen großen Einbuchtungen am Bellingshausen Meer, am Amundsen Meer und am Ross Meer. Es wird vorläufig offen bleiben müssen, ob hier vor der ozeanischen Flanke des Antarktischen Kettengebirges ein Randketten-Kontinentalabhang entwickelt ist, bei dem vielleicht riesige Abtragungsmassen, die vom Inlandeise ins Meer befördert wurden, submarin eine Formung hervorgerufen haben, die dem unmittelbaren Kontinentalabhang ähnelt, oder was sonst vorliegt.

Ein ausgeprägter Grenzabfall zwischen dem Kontinentalbereich einerseits und den ozeanischen Tiefen andererseits ist hiernach rings um den Pazifik auf, sehr begründet gemessen, mehr als 40000 km Länge vorhanden. Nur zwischen Patagonien und Graham Land trennt der marginal-ozeanische Rücken der Südantillen zwei Ozeane. Bei der Lücke zwischen Neuseeland und Victoria Land ist vorläufig unsicher, ob ein durchlaufender submariner Grenzrücken zwischen

Neuseeland und Victoria Land und damit eine geomorphologische Grenze zwischen Indik und Pazifik hier wirklich entwickelt ist.

Im ganzen ergibt sich aber so, daß alle Kontinentalmassen der Erde von einem gemeinsamen Grenzabfall gegen die ozeanischen Tiefen fast vollständig umschlungen werden. Nur am Rande gegen Antarktika ist dieser Grenzabfall auf die in dieser Sicht geringe Entfernung von 1000 km bei Graham Land, von 2000 bis 3000 km bei Victoria Land verdünnt bzw. unvollständig. Im übrigen umzieht er sehr begründet gemessen auf etwa 80000 km Länge den Interkontinentalen Ozean, auf mehr als 40000 km den Ultrakontinentalen, den Pazifik. Der Grenzabfall besitzt also eine Gesamtlänge von mehr als 120000 km und stellt damit die bei weitem großartigste durchgehende Formenanlage der Erde dar, die Hoch und Tief voneinander scheidet. Nur ist sie durch die Meeresbedeckung den Blicken entzogen. Rund zwei Drittel dieses Grenzabfalls repräsentieren den Typ des unmittelbaren Kontinentalabhanges, rund ein Drittel den des Randketten-Kontinentalabhanges. Aber hierbei beträgt der Anteil am Typ des Randketten-Kontinentalabhanges im Interkontinentalen Ozean nur etwa ein Achtel, im Ultrakontinentalen dagegen gut drei Viertel. Darin kommt der große Unterschied der beiden Ozeanbereiche deutlich zum Ausdruck.

Auf der kontinentalen Seite des Grenzabfalls zum Ozean gibt es an Meeresräumen die flachen Schelfmeere, weiter einige wenig tiefe Binnenmeere wie die Hudson Bay und die Ostsee, endlich einige tiefe Binnenmeere wie das Europäische- und das Mittelamerikanische Mittelmeer. Sie alle und ebenso auch Teile jener Randmeere, wie sie am Saum des Pazifik entwickelt sind, nämlich soweit sie auf der dem Kontinent zugekehrten Seite des Grenzabfalls liegen, sind folgerichtig als tiefgelegene Teilregionen des Gesamtgebiets der Kontinente, d. h. als diesen zugehörig, aufzufassen.

6. Mediane ozeanische Rücken und Felderrelief der Tiefsee

Wie bereits angedeutet wurde, muß innerhalb des Sammelbegriffs der „Ozeanischen Rücken“ außer dem schon näher gekennzeichneten marginalen Typ noch mindestens eine weitere Kategorie unterschieden werden, die der *medianen ozeanischen Rücken*. Die Benennung hebt nur die Besonderheit ihrer Lage hervor. Sie knüpft an den Namen des Mittelatlantischen Rückens an, und es hat sich gezeigt, daß entsprechende mittelozeanische Rücken auch im Indischen und im Pazifischen Ozean vorhanden sind. Weit wichtiger ist jedoch, daß diese Rücken dem Wesen nach von den marginalen ganz verschieden sind.

Dies ist am Atlantischen Rücken, als dem am besten untersuchten, zuerst deutlich geworden. Während die marginalen ozeanischen Rücken an zahlreichen Stellen als unmittelbare Fortsetzungen von kontinentalem Kettenrelief mit Erscheinungen des Zusammenschubs von Teilen der Erdoberfläche quer zur Längsrichtung der Rücken erwiesen werden können, bietet der Mittelatlantische Rücken sichere Anzeichen der Auseinanderzerrung quer zu seiner Längsachse und des Aufdringens von Magma längs der sich öffnenden Spalten. Davon wird in

Abschnitt II C, 3–7 noch einiges Weitere vorzubringen sein. Nach diesem Befund wird das Vorhandensein des Mittelatlantischen Rückens, bzw. überhaupt von mittelozeanischen Rücken, im Interkontinentalen Ozean, in welchem ja nur an wenigen Stellen Kettenrelief auftritt, leichter verständlich. Der mediane Typ der ozeanischen Rücken ist eben eine dem Kettenrelief der Kontinente sehr fremde Erhebungszone. Anscheinend steigt sie nur an wenigen Stellen wie Island oder auf den Hawaii Inseln in größerer Ausdehnung über dem Meeresspiegel auf.

Der Mittelatlantische Rücken hält sich mit recht guter Näherung etwa in der Mitte des Atlantischen Ozeans. Er wird sogar von Island an Westspitzbergen vorbei bis in den Nordeuropa und Westsibirien am nächsten gelegenen ozeanischen Rücken des Nordpolarmeeres weiterverfolgt. Er macht alle großen Knicke in der Längerstreckung des Atlantik in auffälliger Weise mit und entsendet außerdem mehrfach seitliche Verzweigungen, *ozeanische Nebenrücken*, gegen die benachbarten Küsten hin. Dadurch wird der Ozean in eine Reihe sehr großer, meist mehr als 5000 m, ja bis zu 7000 m tiefer Einzelbecken aufgegliedert, welche jeweils einen im ganzen genommen verhältnismäßig flachen Boden aufweisen. Auf diese Art ergibt sich auch im Bereich der Tiefsee ein Felderrelief, welches dem der Kontinente vergleichbar ist.

Der große mediane Rücken des Atlantik setzt sich als Atlantisch-Indischer Rücken etwa halbwegs zwischen Südafrika und Antarktika nach Osten bis Nordosten und schließlich als Westlich-Indischer und Zentralindischer Rücken nach Nordosten und Norden bis zu den Malediven und Lakkadiven weiter fort. Auch dieser Rücken hat mannigfache Verzweigungen, Nebenrücken. Die bedeutendsten sind der Carlsberg Rücken, der im nordwestlichen Indik gegen Südarabien hinstrebt, der Östlich-Indische Rücken, der nordwärts zum Golf von Bengalen verläuft und der Indisch-Antarktische Rücken, der nach Südosten in den Meeresraum zwischen Australien und Antarktika hineinzieht. Von den genannten Rücken und ihren weiteren Verzweigungen sowie den benachbarten Kontinenträndern werden auch im Indik große Tiefseebecken mit mehr oder weniger flachen Böden umschlossen. So herrscht auch hier ein Tiefsee-Felderrelief.

Wie es scheint, besitzt der Indisch-Antarktische Rücken zwischen Tasmanien und Antarktika ohne Unterbrechung eine Fortsetzung in den Pazifischen Ozean hinein. Sie bildet den Südpazifischen Rücken, der mit sanfter Biegung anfangs nach Südsüdost und Ost, dann nach Nordost und Nord, schließlich wieder nach Nordost auf die Galápagos Inseln zuläuft. Wo dieser große mediane ozeanische Rücken zwischen Marie Byrd Land bzw. Victoria Land einerseits und Neuseeland andererseits hindurchzieht, da müßte er ein etwa hier bestehendes submarines Kettenrelief queren, wenn ein solches tatsächlich eine untermeerische Verbindung zwischen Antarktika und dem neuseeländischen Raum herstellt. Beim gegenwärtigen Stand der Kenntnis läßt sich darüber noch nicht Genaueres sagen. Auch der Südpazifische Rücken entsendet Verzweigungen, Nebenrücken nach beiden Seiten und bewirkt dadurch eine Aufteilung des ozeanischen Raumes in verschiedene große Becken.

Als weitere mediane Rücken dürften im Pazifischen Ozean vor allem der südlich von Kamtschatka beginnende, nord-südlich gerichtete Imperator Rücken

und der NW–SE verlaufende Hawaii Rücken aufzufassen sein. Das gleiche gilt wahrscheinlich auch für die Rücken, welche durch die Inselreihen von Polynesien und des östlichen Mikronesien angedeutet sind, während die weiter westlich gelegenen Südhonshu-, Marianen- und Westkarolinen Rücken ebenso wie die von Melanesien, Tonga und Kermadec nach ihrer Verknüpfung mit fraglos marginal-ozeanischen Rücken, nach vereinzelt Vorkommen entsprechender Gesteine und nach ihrer Lagebeziehung zu randlich begleitenden Tiefseegräben sehr wahrscheinlich dem marginalen Typ der ozeanischen Rücken zugehören.

Im ganzen genommen ist der Pazifik, besonders in seinem nordöstlichen Teil merklich ärmer an medianen ozeanischen Rücken als der Interkontinentale Ozean. Außerdem scheinen nach der bisherigen Kenntnis der Südpazifische Rücken weniger hoch aufzuragen und die Rücken von Polynesien und Ostmikronesien weniger ausgeprägt und weniger weit durchlaufend zu sein als die medianen Rücken des Interkontinentalen Ozeans. Andererseits sind am Boden des nordöstlichen Pazifik tausende von Kilometern lange, sehr gerade, etwa west-östlich und fast parallel zueinander laufende ganz schmale Höhenzüge und Furchen von jeweils bis zu mehreren hundert Metern relativer Höhe bzw. Tiefe bekannt geworden. Sie sind wohl als Bruchformen zu deuten und scheinen zum mindesten in dieser Weitläufigkeit kein Gegenstück im Interkontinentalen Ozean zu besitzen. Es hat den Anschein, als ob in dieser Gestaltung eine besondere Form des Felderreliefs der Tiefsee vorliegt, und daß sie vorzugsweise im Pazifik auftritt. Dies muß vorläufig offen bleiben ebenso wie die Frage, ob innerhalb der Kategorie der medianen ozeanischen Rücken vielleicht einmal noch weitere wesentliche Unterscheidungen notwendig sein werden.

7. Einzelkontinente und Teilozeane

Die ozeanischen Räume werden, wie in den vorhergehenden Abschnitten dargelegt wurde, sowohl innerhalb des Kontinente-Bereichs als auch im kontinentfreien Bereich der Erde von einem großen, nahezu durchlaufenden Grenzabfall umgrenzt. Dieser Grenzabfall zieht, größtenteils unter dem Meeresspiegel verborgen, sei es als unmittelbarer Kontinentalabhang oder als Randketten-Kontinentalabhang in sehr gewundenem Verlauf von mehr als 120000 km Länge um die Erde und zwar derart, daß, von kleinen Ausnahmegebieten (z. B. Madagaskar, Neuseeland) abgesehen, alle zu den Kontinenten gehörigen Bestandteile auf der einen, alle ozeanischen Räume auf der anderen Seite dieses Grenzabfalls liegen.

Dieser Sachverhalt weist zusätzlich darauf hin, daß zwischen den Kontinentbereichen und den Ozeanräumen sehr tiefgreifende Unterschiede bestehen müssen. Die hieran anknüpfenden Fragen werden aber erst im folgenden Kapitel erörtert. Zunächst ist hervorzuheben, daß durch die Gewundenheit des Kontinentalabhanges sowie durch die Überflutung des Schelfs und der innerkontinentalen Meeresräume eine regionale Untergliederung der Erdoberfläche in Einzelkontinente und Teilozeane herbeigeführt wird.

An geomorphologischen Kontinenten gibt es hiernach sechs. In der folgenden Aufstellung ist neben der Landfläche auch die ungefähre Größe des betreffenden Kontinents unter Einrechnung der Schelfflächen und der innerkontinentalen Meere angegeben⁵.

	über dem Meeres- spiegel	einschließlich der Schelfe	Schelffläche
1. Eurasien	54,(1) Mio. km ²	etwa 69 Mio. km ²	etwa 15 Mio. km ²
2. Afrika (ohne Madagaskar)	29,(2) Mio. km ²	etwa 31 Mio. km ²	etwa 2 Mio. km ²
3. Nordamerika (einschl. Grönland)	24,(1) Mio. km ²	etwa 31 Mio. km ²	etwa 7 Mio. km ²
4. Südamerika	18 Mio. km ²	etwa 20 Mio. km ²	etwa 2 Mio. km ²
5. Antarktika	13,(1) Mio. km ²	etwa 15 Mio. km ²	etwa 2 Mio. km ²
6. Australien	8,(5) Mio. km ²	etwa 11 Mio. km ²	etwa 2,(5) Mio. km ²
Landflächen der Kontinentaltafel:	147 Mio. km ² ≈ 29% der Erdoberfläche	Festland und Schelfe: 177 Mio. km ² ≈ 35% der Erdoberfläche	Schelfe: 30 Mio. km ² ≈ 6% der Erdoberfläche
Dazu: Ozeanische Inseln, d. h. Inseln außerhalb des Kontinentalabfalls 2 Mio. km ² , davon Madagaskar 0,7 Mio. km ² und Neuseeland 0,3 Mio. km ² , Japan 0,4 Mio. km ² , Philippinen 0,3 Mio. km ² , Große Antillen 0,2 Mio. km ² , Island 0,1 Mio. km ² .			

Zum Bereich der Kontinentalmasse gehören aber außer den flachen Schelfmeeren noch die rund 8 Mio. km² der kontinentalen Tiefmeerbecken, die innerhalb der Umgürtung des Kontinentalabhanges liegen, so daß der Kontinentalbereich im ganzen 185 Mio. km² oder rund 36% der Erdoberfläche ausmachen würde.

Den sechs Kontinenten stehen, durch altes Herkommen unterschieden, drei Ozeane, der Pazifische, der Atlantische und der Indische gegenüber. Dazu kommen das Nordpolarmeer und das Europäische Nordmeer.

Für diese ergeben sich, wenn man die im Kontinentalbereich gelegenen Flach- und Tiefmeere abgliedert, die vom unmittelbaren und vom Randketten-Kontinentalabhang eingenommenen Flächen aber bei den Ozeanen beläßt, folgende Werte:

Nordpolarmeer und Europäisches Nordmeer	rund	6 Mio. km ²
Pazifischer Ozean	rund	168 Mio. km ²
Atlantischer Ozean	rund	78 Mio. km ²
Indischer Ozean	rund	73 Mio. km ²

Gesamtfläche der eigentlichen Ozeane:
325 Mio. km² ≈ 64% der Erdoberfläche

⁵ Die Zahlen wurden auf Grund der Flächenangaben von E. Neef (1974) und der Karten des Atlas zur Ozeanographie (Mannheim 1968) neu geschätzt.

C. Zur Deutung der größten Formenanlagen⁶

(vgl. Kartenbeilage 1)

1. Isostasie

Die in dem doppelten Häufigkeitsmaximum der Hypsographischen Kurve zum Ausdruck kommende Grundgliederung des irdischen Reliefs in Kontinentalplattform und Tiefseeboden, d. h. in zwei Plattformen, deren mittlerer Vertikalabstand (zwischen etwa +500 m und -4500 m) rund 5 km beträgt, verlangt Erklärung. Geophysikalische Untersuchungen, vor allem Schweremessungen und die Analyse der Erdbebenwellen haben Wesentliches darüber ergeben. Unter der Annahme, daß die Erdkruste bis in große Tiefe aus im wesentlichen homogenem Material aufgebaut wäre, müßten die an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewerte und Lotrichtungen Anomalien aufweisen, die aus der im Gebirgs- und Meeresrelief sichtbaren Massenverteilung erklärbar sein müßten. Nachdem schon P. Bouguer (1749) und C. M. de la Condamine während der französischen Gradmessungsexpedition nach Peru von 1735 wichtige einschlägige Beobachtungen gemacht hatten, stellten 1855 fast gleichzeitig J. H. Pratt und J. B. Airy bei Untersuchungen über den Einfluß des Himalayas auf die Schwere in Nordindien fest, daß die beobachteten Störungen viel geringer sind als die unter der obigen Annahme berechneten.

Es hat sich bei den vielen seitdem ausgeführten Messungen gezeigt, daß, wenn man von örtlichen Störungen absieht, ungeachtet der wechselnden Höhenlage der Kruste und der ozeanischen Wasserschicht, die auf den Meeresspiegel reduzierten Schwerewerte auf den Kontinenten ebenso wie über dem Tiefseeboden der theoretisch hergeleiteten Normalschwere im allgemeinen recht nahe kommen. Daraus hat sich die Lehre von der *Isostasie* (Cl. E. Dutton, 1892) entwickelt, d. h. die Auffassung, daß, wenn auch nicht kleinräumig, so doch im großen, die Unebenheiten der Erdoberfläche schweremäßig durch Massenüberschüsse bzw. Massendefizite im Untergrunde weitgehend kompensiert sind. Nach den bisherigen Erfahrungen scheint dies bei Arealen von über 100 km oder wenigstens mehreren Zehnern von Kilometern Durchmesser der Fall zu sein. Innerhalb der großen Flachgebiete der Kontinente und des Tiefseebodens ist die Kompensation, wie schon erwähnt, überwiegend ziemlich vollkommen. Größere Anomalien, d. h. eine nur unvollständige Kompensation, finden sich dagegen in den Kettengebirgen und deren Vorländern, ferner an und in der Nachbarschaft von Tiefseegräben, ebenso an anderen bedeutenden Reliefsprüngen, auch am

⁶ Die Überlegungen zur Deutung der größten Formenanlagen der Erde setzen eine Reihe von Grundkenntnissen über Gesteine, geologische Strukturen und junge Krustenbewegungen voraus. Auch zum Verständnis der Ausführungen über die feinere Gestaltung der Erdoberfläche (Kap. III) und über typische Vergesellschaftungen von Oberflächenformen auf der Erde (Kap. IV) sind solche Kenntnisse erforderlich. Selbst die knappste Erläuterung dieser Begriffe und Vorstellungen benötigt aber einigen Raum. Um den Aufbau des eigentlichen Lehrgebäudes der Geomorphologie von der Skizzierung jener aus den Nachbardisziplinen übernommenen Begriffe deutlich abzuheben, sind die diesbezüglichen Erläuterungen in einem eigenen Abschnitt D „Geologische Gegebenheiten von besonderer geomorphologischer Bedeutung“ zusammengefaßt.

Kontinentalabhängig. Das Vorhandensein einer immerhin teilweisen Kompensation kann hier als wirkendes aber noch nicht vollendetes *Streben nach Isostasie* gedeutet werden.

Aus diesen Erkenntnissen erwuchs in Anlehnung an die Gedanken von Airy die Vorstellung, daß der Höhenunterschied der Kontinentaltafel vom Tiefseeboden, ebenso auch die sonstigen Höhenunterschiede großer räumlicher Ausdehnung durch das verschieden tiefe Eintauchen weniger dichter Oberflächenschollen von verschiedener Dicke in einem dichteren Untergrund bedingt sind, in welchem sie gewissermaßen schwimmen.

2. Tiefenbau der Erde und Bedeutung der Asthenosphäre

Die hinsichtlich des tieferen Baus der Erde in jüngster Zeit rasch fortschreitenden Erkenntnisse der beteiligten Geowissenschaften können hier nur soweit skizziert werden, wie sie gut gesichert erscheinen und für die Deutung der Formen, insbesondere der größten Formenanlagen der Erde eine nähere Berücksichtigung erfordern.

Wo nicht oberflächennahe oder erbohrte Gesteine einen unmittelbaren Einblick gewähren, da beruhen die Vorstellungen über den tieferen Bau bevorzugt auf dem Laufzeitstudium von Erdbebenwellen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der für die betrachteten Fragen besonders aufschlußreichen longitudinalen Wellen (P-Wellen) nimmt zu bei erhöhter Dichte und erhöhtem Druck innerhalb des durchlaufenen Mediums. Sie nimmt aber ab mit steigender Temperatur, erhöhter Porosität und geminderter Starrheit des Mediums (P. Giese, 1968). Durch Laboratoriumsversuche mit Bedingungen, die den in erheblichen Erdtiefen herrschenden entsprechen, ist die Gültigkeit dieses Verhaltens in dem in Betracht kommenden Bereich gesichert. Aus den schon sehr zahlreichen Einzeluntersuchungen ergibt sich für den tieferen Bau der Erde im ganzen etwa folgendes:

Die äußere Gesteinsschale der Erde wird als *Erdkruste* oder *Lithosphäre* bezeichnet. Sie besitzt unter den Kontinenten einerseits und den Ozeanen andererseits sowohl erheblich verschiedene Dicke wie auch unterschiedliche stoffliche Beschaffenheit wie endlich auch auf kleinere Räume beschränkte Ungleichmäßigkeiten dieser Merkmale. So beträgt die Dicke der Erdkruste unter den Kontinenten zwischen etwa 30 und 70 km (Pamir), unter den Ozeanen zwischen etwa 5 und 10 km. Einiges Weitere darüber wird erst später auszuführen sein.

Zunächst ist hervorzuheben, daß die Erdkruste sowohl unter den Kontinenten wie unter den Ozeanen durch eine deutliche Grenzfläche (genauer Grenzzone), die sogenannte *Mohorovičić-Diskontinuität* (abgekürzt *Moho-Diskontinuität*) nach unten abgegrenzt wird. An ihr nimmt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der longitudinalen seismischen Wellen, die von der Außenhaut der Kruste an langsam, wenn auch nicht gleichmäßig von etwa 4 km/sec bis auf 7 km/sec angewachsen ist, unter den Kontinenten ebenso wie unter den Ozeanen sehr rasch von etwa 7,5 km/sec auf etwas über 8 km/sec zu. Die *Moho-Diskontinuität* liegt also nach dem Vorhergehenden in minimal etwa 5 km, maximal um 70 km Tiefe (Fig. 3). (A. Mohorovičić 1919, 1925; G. Krumbach 1931).

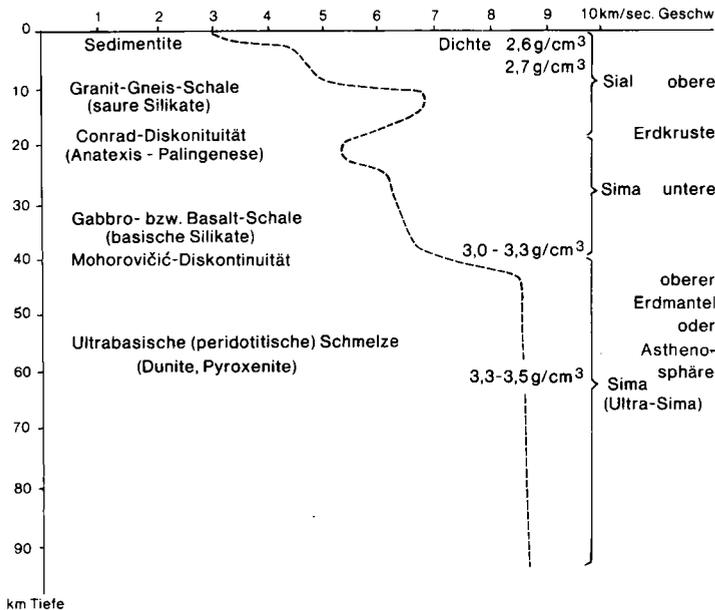


Fig. 3. Geschwindigkeitsdiagramm der longitudinalen Erdbebenwellen von der Erdoberfläche bis 100 km Tiefe und seine Deutung für den Innenaufbau der Erde. (Nach verschiedenen Quellen K. Fischer.)

Die Erdkruste, d. h. der Bereich zwischen der Erdoberfläche und der Moho-Diskontinuität, besteht im oberen Teil aus einer unvollständigen Hülle von recht verschiedenartigen Sedimentgesteinen. Darunter folgen, zur Hauptsache aus Silikaten der Elemente Al, K, Na, Ca, Mg, Fe u. a. zusammengesetzt, granitähnliche, saure Silikatgesteine, die in Anlehnung an Eduard Suess (1908/09) nach den Symbolen der beiden am häufigsten in ihnen enthaltenen Elemente auch als Sial-Gesteine zusammengefaßt werden. Sie weisen Dichten um 2,7 auf. Die stärker basischen, basaltverwandten Silikatgesteine der Erdkruste werden zuweilen als subsialisch bezeichnet (P. Schmidt-Thomé 1972), weil ihre Hauptvorkommen mit Dichten meist um 3 in Kontinentalbereichen vornehmlich im Untergrund von Sialmassen zu suchen sind.

Unterhalb der Moho-Diskontinuität wird das Silikatmaterial nach der Meinung der meisten Forscher noch wesentlich stärker basisch, ultrabasisch, peridotitähnlich mit Dichten um 3,3 bis mehr als 3,5. Ed. Suess hat sie nach den Anfangsbuchstaben der beiden häufigsten Elemente Silicium und Magnesium als Sima-Gesteine bezeichnet. Gleichzeitig ergeben die seismischen Messungen von hier bis etwa 400 km Tiefe keine nennenswerte Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Longitudinalwellen mehr. Erst jenseits von 400 km Tiefe erfolgt ein erneutes Ansteigen der Wellengeschwindigkeit bis auf etwa 14 km/sec an einer weiteren sehr ausgesprochenen nach E. Wiechert und B. Gutenberg benannten Diskontinuität in rund 2900 km Tiefe. Der Bereich zwischen der Moho-Diskontinuität und der *Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität* bei 2900 km Tiefe

wird als *Erdmantel* zusammengefaßt. Mit guten Gründen wird angenommen, daß auch er hauptsächlich aus silikatischem Material besteht bei verstärktem Anteil der schwereren Metalle. Daran schließt sich ganz im Erdinneren der sogenannte *Erdkern*, der wahrscheinlich aus nickelreichem Eisen gebildet wird.

Für die beiden besonders ausgeprägten seismischen Diskontinuitätszonen des Erdinneren kann nach G. Angenheister (Vortrag in der Bayer. Akad. d. Wiss., Nov. 1975) eine Deutung gegeben werden, die auch, wie sich zeigen wird, für das Verstehen der größten Formenanlagen an der Erdoberfläche von Belang ist: Wegen der Temperaturzunahme mit der Tiefe ist zu erwarten, daß in gewisser Tiefe mit der durchbedingten Schmelzpunkterniedrigung die Schmelztemperatur des silikatischen Substrats schließlich überschritten wird. Bei diesem Zustand ist Minderung der Starrheit, d. h. eine Art Aufweichung des Substrats und damit für die anschließenden Tiefen trotz des dort weiter wachsenden Drucks seismisch ein Nachlassen oder Aufhören der Geschwindigkeitszunahme der Erdbebenwellen zu erwarten. Genau dies Verhalten zeigen die Erdbebenwellen unterhalb der Moho-Diskontinuität.

Andererseits muß als sicher angenommen werden, daß die Temperaturzunahme gegen das Erdinnere sich in den größeren Tiefen stark verlangsamt. Sonst würden sich für den Erdmittelpunkt ganz unwahrscheinlich hohe Temperaturen ergeben. Als Folge deutlich verlangsamer Temperaturzunahme gegen die Tiefe ist aber wegen der nach der Tiefe unverminderten, ja der Dichtezunahme wegen sogar vermehrten Druckzunahme in diesen größeren Tiefen wiederum mit einem Unterschreiten der dort herrschenden Schmelztemperatur, d. h. mit Rückkehr zu erhöhter Starrheit zu rechnen. Auch dies entspricht dem seismischen Befund, nämlich der erneuten Steigerung der Wellengeschwindigkeit zwischen etwa 400 und etwa 2900 km Tiefe. Aus diesem Grunde leuchtet es ein, den Erdmantel zu untergliedern. Zwischen der Moho-Diskontinuität und rund 400 km Tiefe liegt der obere Erdmantel. Hier sind die Temperaturen anscheinend höher als die örtlich herrschende Schmelztemperatur. Daher ist die Starrheit gemindert, erweicht. Die Geophysik bezeichnet diesen oberen Erdmantel als *Asthenosphäre* (Weichzone), in der eine erhöhte Fließfähigkeit der Massen angenommen werden muß.

In größerer Tiefe stellt sich den seismischen Beobachtungen nach wieder erhöhte Starrheit ein, wobei gewöhnlich eine Übergangzone von etwa 400 bis etwa 1000 km Tiefe als mittlerer Erdmantel, der untere Teil von etwa 1000 bis etwa 2900 km Tiefe als unterer Erdmantel bezeichnet wird. In diesem Starrheitsbereich bis zur Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität in etwa 2900 km Tiefe rechnen die meisten Geophysiker mit langsamer Dichtezunahme, die durch die Druckzunahme und durch eine Zunahme des Anteils schwerer Metalle in dem silikatischen Substrat zu erklären wäre.

Darunter liegt dann der wahrscheinlich aus nickelreichem Eisen bestehende Erdkern. In diesem andersartigen Substrat erfolgt sprunghaft eine ganz starke Minderung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der longitudinalen seismischen Wellen und erst weiter gegen den Erdmittelpunkt hin ein neuerliches langsames Ansteigen dieser Wellengeschwindigkeit. Auch diese Befunde können gedeutet werden als Folge eines plötzlichen Überschreitens der Schmelztemperatur im

Nickeleisenkern dicht unter der Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität. Daran würde sich dann in Richtung auf den Erdmittelpunkt trotz weiterer leichter Temperaturerhöhung ein langsames Zurückbleiben der örtlichen Temperaturen gegenüber den zugehörigen Schmelztemperaturen ergeben, weil gegen den Erdmittelpunkt hin der Druck stark ansteigt und mit ihm auch die Schmelztemperatur des Nickeleisens sich kräftig erhöhen muß.

Für die Deutung der größten Formenanlagen auf der Erde ist insbesondere die Vorstellung vom Vorhandensein einer Asthenosphäre, einer Zone erhöhter Fließfähigkeit im oberen Erdmantel von Bedeutung. Wegen der sehr geringen Wärmeleitfähigkeit des silikatischen Materials von Erdkruste und Erdmantel ist nämlich damit zu rechnen, daß in Bereichen erhöhter Fließfähigkeit des Erdinneren infolge der ständigen, aber aller Wahrscheinlichkeit nach örtlich nicht vollkommen gleichen Heizung von unten Konvektionsbewegungen erzeugt werden können.

Bei den im ganzen nur geringen Dichtedifferenzen, die im Asthenosphärenbereich herrschen, kann eine einmal in Gang gekommene Konvektionsbewegung durch die obwaltenden Druckverhältnisse aufrecht erhalten werden. Denn eine durch vermehrte Erwärmung geringfügig ausgedehnte und daher weniger dicht gewordene Masse steigt auf. Sie erfährt dabei Druckentlastung und damit zusätzliche Volumvergrößerung, also weitere Dichteminderung, aber auch Temperaturabnahme. Das Aufsteigen kann andauern, bis ein Druckgleichgewicht mit der Umgebung erreicht ist. Eine zur Kompensation absinkende Masse gerät dagegen unter erhöhten Druck. Sie erfährt daher Volumverkleinerung, also Dichte- und Temperaturzunahme, bis bei entsprechendem Druckausgleich mit der Umgebung das Absinken aufhört. Die dargelegten Sachverhalte machen es sehr wahrscheinlich, daß in der Asthenosphäre Konvektionsbewegungen tatsächlich vonstatten gehen. Sie unterstützen letztlich den Wärmeausgleich zwischen dem heißen Erdinneren und der viel kälteren Erdoberfläche durch konvektiven Wärmetransport.

Auch sonst ist es seit der Unterströmungslehre von O. Ampferer (1906) und der Theorie der Kontinentalverschiebungen von A. Wegener (1915) mehr und mehr deutlich geworden, daß mindestens ein Teil der Erdkrustenbewegungen, deren Spuren an der Erdoberfläche feststellbar sind, ihre primäre Ursache in Bewegungsvorgängen in größeren Tiefen haben müssen. Dafür kommen wohl vor allem derartige Konvektionsbewegungen in der Asthenosphäre in Betracht.

3. Kontinentale und Ozeanische Erdkruste

Die Frage nach der Entstehung der Moho-Diskontinuität dürfte für die Geomorphologie von geringerer Bedeutung sein als die Tatsache, daß diese Grenzfläche zwischen Erdkruste und Erdmantel entsprechend der im Bereich der Ozeane weit geringeren Dicke der Kruste unter den Ozeanen in einem um 20 bis 30 km, ja örtlich in bis mehr als 50 km höherem Niveau liegt als unter dem benachbarten Kontinent. Im Bereich der ozeanischen Tiefsee-Flachböden und zwar im westlichen und östlichen Nord-Pazifik ebenso wie im westlichen und öst-

lichen Nord-Atlantik (R. W. Raitt, 1963) liegt die Moho-Diskontinuität zwischen nur 10 und 15 km unter dem Meeresspiegel. In Gebieten des kontinentalen Felderreliefs hält sie sich dagegen zwischen 30 und wenig mehr als 40 km Tiefe. So ist es unter dem Canadischen Schild (J. Brune u. J. Dorman, 1963), unter der Sibirischen Tafel (I. S. Volvovskij, 1974), in Pennsylvania und in Südafrika (I. S. Steinhart u. R. P. Meyer, 1961), in der Ostantarktis (N. P. Grushinskij u. P. A. Strojev, 1975), in Süddeutschland (German Research Group, 1964), im südlichen Rußland (I. P. Kosminskaya, 1964; V. B. Sollogub, 1965). In Gebieten mit unmittelbarem Kontinentalabhang scheint der Übergang von der kontinentalen Tieflage zur ozeanischen Hochlage der Moho-Diskontinuität, abgesehen von einigen Unregelmäßigkeiten, die durch Brüche hervorgerufen sind, über mittlere Lagen von 20 bis 30 km Tiefe vonstatten zu gehen. So an der Ostküste Nordamerikas nach Heezen, Tharp und Ewing (1959), Engeln (1963), Jacobs, Russel und Wilson (1959), Chadwick (1964) und Worzel (1965).

Hierbei kann man im Bereich der Kontinente eine Oberkruste und eine Unterkruste unterscheiden. Die Oberkruste besteht erstens aus einer lückenhaften Schale von Sedimentgesteinen. Diese können von 0 bis zu mehreren Kilometern, in bestimmten Gebieten sogar bis weit über 10 km Mächtigkeit erlangen. Ihre Dichte erhebt sich bei im einzelnen größeren Unterschieden nicht über etwa 2,6. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit longitudinaler seismischer Wellen liegt unter 4 km/sec. Unter der Sedimentdecke oder wo diese fehlt von der Oberfläche an ist die Oberkruste aus den vorher erwähnten granitähnlichen sauren Silikatgesteinen mit Dichten um $2,7 \text{ g/cm}^3$ aufgebaut. In ihnen nimmt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Kompressionswellen mit der Tiefe, infolge des sich steigernden Drucks, von etwa 4 km/sec bis auf $6,0 \pm 0,4 \text{ km/sec}$ zu. Die nach der Tiefe anschließende Unterkruste besteht nach Aussage der an vielen Stellen geförderten basischen Vulkanite und nach der Interpretation geeigneter Schweremessungen aus dichterem Material, zur Hauptsache aus subsialischen, basischen und ultrabasischen Silikatgesteinen mit Dichten bis etwa $3,0 \text{ g/cm}^3$. In diesen erhöht sich die Geschwindigkeit der longitudinalen Erdbebenwellen auf im Mittel $6,8 \pm 0,4 \text{ km/sec}$. Doch nimmt diese Geschwindigkeit vielfach nach der Tiefe nicht unentwegt zu. Vielmehr ist oft noch eine Zwischenzone mit verlangsamter Geschwindigkeitszunahme oder sogar Geschwindigkeitsabnahme der seismischen Wellen gegen die Tiefe beobachtet worden. Sie scheint durch örtliche Häufung mobil gewordener Gesteinskomponenten (*Mobilisation*), etwa infolge partieller bis vollständiger Gesteinsaufschmelzung (*Anatexis*), ähnlich wie in der Asthenosphäre, aber nicht durchlaufend wie in dieser, hervorgerufen zu sein. Diese Mittelzone der Lithosphäre (Schmidt-Thomé, 1972, S. 468) wird gegen die eigentliche Unterkruste stellenweise durch eine nicht sehr scharfe Zone sich ändernder Mineralparagenesen, die „Conrad-Diskontinuität“ begrenzt. Erst jenseits von dieser stellt sich dann überwiegend die für die Unterkruste kennzeichnende Zunahme der Wellengeschwindigkeit von um 6,5 km/sec auf um 7,5 km/sec nach der Tiefe zu erneut ein, bis an der Moho-Diskontinuität die erwähnte rasche Zunahme auf über 8 km/sec stattfindet. Im einzelnen scheint die kontinentale Mittel- und Unterkruste erhebliche Unregelmäßigkeiten aufzuweisen.

Diesem ziemlich verwickelten Bau der kontinentalen Kruste steht eine nach der bisherigen Kenntnis wesentlich einfachere Zusammensetzung in der so viel dünneren ozeanischen Kruste gegenüber. In ihr ist die Oberkruste nur in Gestalt einer im ganzen wohl gering mächtigen Sedimentdecke entwickelt. Eine Schale von kristallinen Sial-Gesteinen („Granit-Schicht“) fehlt aber ganz. Vielmehr liegt unmittelbar unter der Sedimentdecke die nur zwischen etwa 5 bis 10 km mächtige Unterkruste („Basalt-Schicht“). Sie besteht, wie an Stellen zu erkennen ist, an denen in medianen ozeanischen Rücken die Unterkruste über den Meeresspiegel aufsteigt, ganz überwiegend aus Gesteinen der Basaltfamilie. Die Dichte dieser Gesteine liegt um $3,0 \text{ g/cm}^3$, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der longitudinalen Erdbebenwellen wächst ebenso wie in der Unterkruste der Kontinente nach abwärts bis auf um $7,5 \text{ km/sec}$. Es ist wahrscheinlich, aber bisher nicht unmittelbar beweisbar, daß die basaltische Unterkruste der ozeanischen Bereiche mit der nach Dichte und seismischen Eigenschaften gleichartigen subsialischen Unterkruste der Kontinente auch petrographisch weitgehend übereinstimmt.

Gegen die Untergrenze der ozeanischen Unterkruste tritt ebenfalls eine Zunahme der Dichte auf etwa $3,3 \text{ g/cm}^3$ ein und ebenso eine rasche Steigerung der Wellengeschwindigkeit auf über 8 km/sec , bevor diese Geschwindigkeitszunahme aufhört oder sich in das Gegenteil verkehrt. Es stellen sich also die entscheidenden Merkmale der Moho-Diskontinuität und des Beginns des oberen Erdmantels ein. Hervorzuheben bleibt jedoch, daß die geschilderten Verhältnisse nur für die offenen ozeanischen Bereiche bis hin zu den ozeanseitigen Rändern der marginalen ozeanischen Rücken Geltung haben. In den medianen ozeanischen Rücken scheint sogar die Moho-Diskontinuität auszusetzen, möglicherweise, weil hier Material des Erdmantels bis an die Oberfläche tritt. Dagegen sind in den marginal-ozeanischen Rücken und in den kontinentseitig von ihnen gelegenen Meeresteilen Vorkommen einer aus sialitischen Gesteinen aufgebauten Oberkruste nachgewiesen. Das gilt insbesondere für die westlichen Randgebiete des Pazifiks.

Das differenzierte Bild vom inneren Aufbau der Kruste, das die erdwissenschaftlichen Forschungen mit ständig wachsender Deutlichkeit entworfen haben und weiter ausgestalten, ist für die Geomorphologie vor allem durch ein Hauptergebnis bedeutungsvoll. Die Moho-Diskontinuität, d. h. im wesentlichen die Grenzzone zwischen Kruste und oberem Mantel der Erde, wiederholt, vereinfacht ausgedrückt, bei Unregelmäßigkeiten im einzelnen, mit umgekehrter Höhenverteilung mindestens in sehr weiter Erstreckung, die ganz großen Unterschiede von Hoch und Tief auf der Erde. Von dieser Regel scheinen nur die medianen ozeanischen Rücken eine wirkliche Ausnahme zu machen. In ihnen liegt die Grenze zwischen dem Material der Unterkruste und dem des oberen Erdmantels, soweit man bisher weiß (B. C. Heezen, 1962) besonders hoch. Ja auf den medianen Rücken ist die Moho-Diskontinuität anscheinend gar nicht nachweisbar. Gerade dies paßt durchaus zu der vorher erörterten Vorstellung von Konvektionsbewegungen in der Asthenosphäre. Es wären hiernach die Gebiete hoher Lage der Moho-Diskontinuität als Regionen des Aufsteigens innerhalb der Konvektionsströmung zu deuten.

4. Kettenrelief und Tiefenwulst von Gebirgen als Folge von subkrustalen Unterströmungen

Ihre größten Verdickungen besitzt die Kruste unter den höchsten Kettengebirgen der Erde und zwar mehr oder weniger unter Einschluß etwaiger randlich begleitender, tiefgelegener Vorländer dieser Kettengebirge. Die Kettengebirge nehmen stets langgestreckte, verhältnismäßig schmale Regionen ein, die vordem durch lange geologische Zeiten hindurch abgesunken und zu Sedimentations-trögen von mehreren bis vielen Kilometer Dicke der Sedimente geworden sind, zu sogenannten *Geosynklinalen* (vgl. S. 57). Unter den Kettengebirgen taucht die Moho-Diskontinuität in der Regel zu großen Tiefen, z. B. von mehr als 50 km, auf 60 km, ja auf über 70 km Tiefe ab. So ist es in den Westalpen (K. Fuchs u. a. 1963; P. Giese, 1968) und in den Ostalpen (P. Giese u. A. Stein, 1971; J. Makris, 1971), ferner in den Rocky Mountains (St. W. Smith, 1962) und der Sierra Nevada von Californien (F. Press, 1960), ebenso in den Anden (A. Cisternas, 1961) und besonders auch im Pamir (I. P. Kosminskaya, 1958) nachgewiesen worden.

Unter den hohen der jungen Kettengebirge der Erde einschließlich etwaiger Vorlandsäume ist also ein besonderer *Tiefenwulst* der Erdkruste vorhanden. Da diese Gebirge überall Strukturen starken Zusammenschubs der Gesteine aufweisen, so ist in dem Tiefenwulst sicherlich die nach unten gerichtete Komponente einer infolge des Zusammenschubs eintretenden örtlichen Verdickung der vergleichsweise leichten Gesteine der Kruste zu sehen, während die nach oben gerichtete Komponente die hohen Gebirgsketten selbst schafft. Solche Tiefenwülste der jungen hohen Gebirge werden vielfach auch als *Gebirgsurzeln* bezeichnet. Es dürfte aber besser sein, den Ausdruck Tiefenwulst zu verwenden, um eine Verwechslung mit dem seit langem üblichen Begriff der Wurzeln von Überschiebungsdecken in Gebirgen mit Deckenbau zu vermeiden. Das Vorhandensein der Tiefenwülste unter jungen hohen Kettengebirgen ergibt also eine Bestätigung der Vorstellung von J. B. Airy und von W. A. Heiskanen und F. A. Vening-Meinesz (1958) über den weitgehenden isostatischen Ausgleich der Hochgebirge durch eine Art Tauchgleichgewicht der örtlich verdickten Krustenteile.

Diese Erkenntnis gibt freilich keine Antwort auf die Frage nach der Ursache der örtlichen Zusammenpressung der Kruste. Aber sie macht die wichtige Erfahrungsregel verständlich, nach der sich die Hebung junger Kettengebirge gewöhnlich durch geologisch lange Zeiten fortsetzt, wenn auch unter Umständen zeitweilig verlangsamt oder unterbrochen. Solange nämlich unter einem gegenüber der Nachbarschaft aufragenden Gebirge ein deutlicher Tiefenwulst der Erdkruste besteht, muß infolge der durch die Abtragung im Gebirge entstehenden örtlichen Entlastung die Kruste unter diesem Gebirge zu isostatischem Aufsteigen veranlaßt sein. Dieses braucht zwar nicht ununterbrochen und nicht gleichmäßig vor sich zu gehen, weil die entlastende Abtragung nicht gleichmäßig erfolgen muß, und weil das Aufsteigen die Überwindung von u. U. örtlich und zeitlich verschieden starken Reibungswiderständen erfordert. Aber über gewisse

Grenzwerte der Entlastung hinaus kann ein isostatisches Aufsteigen sicherlich nicht durch solche Reibungswiderstände verhindert werden.

Die Erkenntnis vom isostatischen Ausgleich auf der Erde zusammen mit dem Nachweis von Tiefenwülsten der Kruste unter hohen Kettengebirgen führt also zu dem Schluß, daß durch die an der Erdoberfläche erfolgende Abtragung im Laufe der Zeit nicht nur das Material der sichtbaren Gebirge beseitigt wird. Es muß vielmehr zur endgültigen Beseitigung dieser Gebirge auch noch alles durch isostatisches Aufsteigen nachrückende Krustenmaterial abgetragen werden. Dies muß sich so lange fortsetzen, bis die nach unten weisende Ausbeulung der Unterkruste gegen den Erdmantel, welche dem Tiefenwulst entspricht, sich durch das örtliche Aufsteigen von Krustenmasse gegenüber der Nachbarschaft ungefähr ausgeglichen hat. Erst wenn dieser Ausgleich erfolgt ist, kann das betreffende Krustenstück, sofern nicht neue Komplikationen durch etwaige Schub- oder Tangentialspannungen in der Kruste hervorgerufen werden, einen Zustand nur noch geringer oder schwindender Intensität von Vertikalbewegungen erlangen, so wie er für weite Bereiche des Felderreliefs kennzeichnend ist.

Die auch in Gebieten mit Felderrelief mindestens im tieferen Untergrund überall vorhandenen Strukturen intensiver Faltung der sialischen Gesteine gehen stets auf alte, d. h. auf mindestens vor dem Jungmesozoikum liegende Perioden starken Zusammenschubs der Gesteine zurück. Für diese können die zugehörigen isostatischen Ausgleichsbewegungen als im wesentlichen bereits abgeschlossen gelten. Solche Verhältnisse, die aber oft durch bis in jüngere Zeit fortwirkende Schub-, Scher- und Zerrspannungen kompliziert werden, herrschen in den Bereichen des Felderreliefs der Kontinente.

Die vorstehenden Überlegungen können auch zur Deutung der Verhältnisse in tief gelegenen Teilen des Kettenreliefs am Rande des Kontinentalbereichs und im Randbereich der Ozeane, dort nämlich für die marginalen ozeanischen Rücken, angewendet werden. Längs des bogenförmigen Südsaums des Indonesischen Archipels ist ein sehr ausgeprägter Tiefenwulst, der bis etwa 60 km Tiefe hinabreicht, durch F. A. Vening-Meinesz (1948, 1952) und H. Benioff (1949, 1954, 1955) nachgewiesen worden. Er scheint sich zur Hauptsache in der Tiefe unter dem Zwischenraum zwischen dem Südrand des Inselbogens und dem begleitenden Tiefseeegraben zu befinden. Außerdem liegt hier eine Zone sehr starker Erdbebenaktivität mit außerordentlich großen Herdtiefen. Die Bebenherde häufen sich längs einer Fläche, die von der Gegend des Tiefseeegrabens her kräftig geneigt und bis auf 500, ja 700 km Tiefe unter den Bereich des Indonesischen Archipels einfällt. Entsprechende Verhältnisse liegen nach H. Benioff (1955) auch im Bereich der randlichen Kettengebirge der beiden Amerika und der ihnen westlich vorgelagerten Tiefseeegräben vor.

Den Tiefenwulst am Außensaum des Indonesischen Archipels kann man gewiß nicht als Tiefenanteil eines schon bestehenden Kettengebirges von besonderer Höhe ansehen. Wohl aber kann man in Zusammenhang mit der außerordentlichen Erdbebenhäufigkeit des dortigen Untergrundes diesen Tiefenwulst der Kruste als vorbereitende Voraussetzung für das Emporwachsen eines hohen Kettengebirges ansprechen. Das kräftige Einfallen eines flächenartigen Bereichs

größter Häufigkeit der Erdbebenherde vom Ozean her zum Kontinentalsockel hin unter den Außensaum des Indonesischen Archipels und bis zu Tiefen von vielen hundert Kilometern spricht ebenfalls sehr für eine dort stattfindende Unterschiebung der weniger dichten Kontinentalkruste durch die dichtere ozeanische Kruste. Ein solcher Vorgang muß wohl stets von Zusammenschub und von räumlicher Verdickung der oberhalb und unterhalb der Unterschiebung liegenden Krustengesteine begleitet sein und so zur Bildung eines Tiefenwulstes der Kruste führen. Das haben Vening-Meinesz und Benioff dargelegt.

Bei dieser Deutung wird die eigentliche Ursache für den in den engen Faltungsstrukturen der Gesteine nachweisbaren Zusammenschub in subkrustalen Massenverlagerungen und zwar insbesondere im oberen Erdmantel, d. h. in der Asthenosphäre gesehen. Die dichteren Massen des Erdmantels würden hier die auf ihnen als große oder kleinere, mehr oder weniger steife Platten schwimmenden Teile der Kruste bei ihrer in der Tiefe erfolgenden Konvektionsbewegung mit-schleppen und hierbei im Krustenbereich sehr unterschiedliche Relativbewegungen der einzelnen Krustenplatten untereinander hervorrufen (*Plattentektonik*). Über die Art, den genauen Ablauf und die genaueren Ursachen der Massenbewegungen in der Tiefe gibt es verschiedene Vorstellungen, weil versucht werden muß, eine Menge von geophysikalischen, petrographisch-mineralogischen und chemischen Sachverhalten in Einklang zu bringen. Im ganzen aber werden die Massenbewegungen in der Tiefe immer als ein mehr oder weniger kompliziertes System von sehr langsamen Konvektionsströmungen aufgefaßt, etwa entsprechend der vorher in Anlehnung an G. Angenheister erläuterten Vorstellung (Hierzu außerdem O. Ampferer 1906, 1939, A. Holmes 1930; E. Kraus, 1936; D. T. Griggs, 1939; H. H. Hess, 1965. Abweichende Auffassung bei V. V. Belussov 1970).

Mit dem Entstehen eines Tiefenwulstes der Kruste muß immer auch ein isostatisches Aufsteigen der Kruste über diesem Tiefenwulst eingeleitet werden. Aber es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß solches Aufsteigen gerade zu derjenigen Zeit sein Maximum erreicht, in welcher diejenigen Kräfte stark sind, die in der Kruste überwiegend horizontal auf Schichtfaltung, auf Unter- oder Überschiebung hinwirken. Vielmehr ist anzunehmen, daß Zeiten des Anschwellens und Abschwelens der Hebung in Kettengebirgen wie auch Vorgänge des räumlichen Sichverlagerns von Bereichen größter Intensität des seitlichen Zusammenschubs der Gesteine wechseln. Sie dürften zwar letztlich durch die für den Erdmantel erschlossenen Strömungsvorgänge veranlaßt sein. Aber die in der Kruste und an der Erdoberfläche resultierenden Erscheinungen werden zweifellos durch die im Substrat vorhandenen Unregelmäßigkeiten der Massenverteilung und der im einzelnen auftretenden Reibungswiderstände stark beeinflußt zu denken sein. Die genauere Klärung dieser Fragen beschäftigt die tektonische Geologie.

5. Mediane ozeanische Rücken als Folge von subkrustalen Unterströmungen

Wenn als Folge von Massenverlagerungen im Erdmantel an gewissen Stellen in der Erdkruste Zusammenschub erzeugt wird, so sind andere Stellen zu erwarten, an denen sich in der Kruste überwiegend Dehnung zeigt. Man kennt zwar seit langem Grabenbrüche, die auf ein Auseinanderrücken der beiderseitigen Flügel schließen lassen. Als größte Dehnungsgebiete der Kruste haben sich aber in jüngster Zeit die medianen ozeanischen Rücken erwiesen.

Auf dem Scheitel der medianen ozeanischen Rücken pflegen längsstreichende Gräben (rift valleys) hinzuziehen. Diese sind die Förderstellen von basischer ja bis ultrabasischer Lava, hauptsächlich von Basalten, wie vor allem in Island und Hawaii seit langem bekannt ist. Schweremessungen, seismische Beobachtungen und petrographische Analysen werden dahingehend gedeutet, daß hier die Moho-Diskontinuität fehlt oder undeutlich ist, und daß die geförderte Lava mindestens teilweise aus dem Erdmantel stammt. Auf dem Wege zur Oberfläche wäre sie freilich durch Druckentlastung, Temperaturänderung und Stoffaustausch mit der Umgebung verändert worden, so daß die mittlere Dichte der geförderten Basalte sich nur noch um den Wert 3 hält.

Weitere Erkenntnisse sind aus Messungen des thermoremanenten Magnetismus, d. h. der temperaturabhängigen Dauermagnetisierung ferrimagnetischer Komponenten in den Gesteinen beiderseits des Scheitelgrabens in Verbindung mit absoluten Altersbestimmungen dieser Gesteine gewonnen worden. Die thermoremanente Magnetisierung geeigneter Basalt-Bestandteile (hauptsächlich Magnetit und Titanomagnetit) wird durch das bei der Abkühlung der Lava auf der Erde zur Zeit des Unterschreitens des Curie-Punktes der Temperatur herrschende Magnetfeld bestimmt. Der Curie-Punkt liegt für Magnetit bei 578 °C, für Titanomagnetit niedriger, bis nahe 100 °C, also weit unter der Erstarrungstemperatur der Lava. Er wird von Lava am Meeresboden sicher, geologisch gesprochen, schnell erreicht. So ist es möglich, nach Ausschaltung des Effekts des gegenwärtigen irdischen Magnetfeldes die Richtung jenes einstigen zu bestimmen, soweit nicht zwischenzeitlich Störungen anderer Art (tektonische Beanspruchung, Blitzschlag u. ä.) aufgetreten sind. (A. D. Raff u. R. G. Mason, 1961; R. S. Dietz, 1962; V. A. Vacquier, 1962; A. Cox, R. R. Doell u. G. B. Dalrymple, 1965; F. J. Vine, 1968; H. W. Menard, 1968). Auf diese Weise hat sich ergeben, daß, symmetrisch zum Scheitelgraben solcher medianer ozeanischer Rücken mit zunehmendem Abstand von ihm, jeweils einander entsprechende Längszonen invers gepolter thermoremanenter Magnetisierung aufeinander folgen. Die Breite der Zonen jeweils gleicher Polarisierung hält sich zwischen wenigen und mehr als 50 km. Nach den Altersbestimmungen entfallen im Nordpazifik im Raum westlich und südlich von Vancouver und Portland (Oregon) auf 8 Mio Jahre rund 15 Wechsel in beiden Richtungen und bis rund 400 km Abstand vom Scheitel des Rückens. Dies ist dahin gedeutet worden, daß der Ozeanboden von der Scheitelregion aus hier 8 Mio Jahre lang im Durchschnitt jährlich um etwa 2 cm nach beiden Seiten auseinander gedriftet ist. Am Mittelatlantischen Rücken haben sich Werte von

um 1 cm/Jahr ergeben. Dieser Vorgang wird als *Seafloor-Spreading*, als Auseinanderdriften des Meeresbodens bezeichnet.

Aus den vorstehenden Ausführungen geht jedenfalls hervor, daß die medianen ozeanischen Rücken von den Kettengebirgen der Kontinente und den marginalen ozeanischen Rücken grundverschieden sind. Andererseits passen diese Befunde auch gut zu der in Abschnitt 3 erläuterten Vorstellung, nach welcher unter den medianen ozeanischen Rücken die asthenosphärische Konvektionsströmung als aufsteigend anzusehen ist. Seitlich dieser Rücken müßte diese Konvektionsströmung nach beiden Seiten auseinanderstreben. Sie müßte die ihr aufruhende Kruste, wenn auch durch Komplikation gestört, langsam ungefähr horizontal mitschleppen. Diese Horizontalbewegung der auflagernden Kruste würde ungefähr dort enden, wo sich unterhalb der Kruste in der Asthenosphäre jeweils der nach der Tiefe absteigende Zweig der Konvektionsbewegung einstellt.

6. Große kontinentale Grabensysteme, ozeanische Lineamente

Auch innerhalb der Kontinente gibt es Erscheinungen, die mit den medianen ozeanischen Rücken in Verbindung gebracht werden können. Es sind die großen kontinentalen Grabensysteme. Denn es läuft z. B. der Natal Rücken des Indischen Ozeans nordwärts auf den großen Ostafrikanischen Graben zu und der Ostpazifische Rücken nordwärts auf den Californischen Graben. Diese großen Gräben (Rift valleys) des Kontinentalbereichs sind ebenfalls Erscheinungen des Auseinanderrückens der Kruste. Sie weisen Abschiebungsbrüche im Grabeninneren auf, nicht Merkmale des Zusammenschubs der Kruste. Sie sind Strukturen, mit denen sich ein Auseinanderweichen des tieferen, möglicherweise sogar auch hier des subkrustalen, asthenosphärischen Untergrundes nach oben durchpaust. Allerdings lassen die bisher über den tieferen Untergrund in diesen Gebieten verfügbaren Daten auch noch andere Deutungsmöglichkeiten offen.

Als weitere sehr ausgedehnte Formenanlagen weisen die ozeanischen Bereiche, wie bereits früher erwähnt, fast geradlinige Stufungen auf, die sich, bis mehrere hundert Meter hoch, auf Entfernungen von tausend, ja mehrere tausend Kilometer hinziehen. Diese ozeanischen Lineamente (transform-faults) knüpfen sich wahrscheinlich an tief hinabreichende Bruchstörungen, an denen zur Hauptsache horizontale Längsverschiebungen stattgefunden haben. Solche Verschiebungen lassen sich am Ozeanboden mit Hilfe der vorher erwähnten Messungen der thermoremanenten Magnetisierung und absoluter Altersbestimmung der Gesteine zu beiden Seiten der Störungslinie nachweisen. Es haben sich Verschiebungsbeträge von hunderten von Kilometern feststellen lassen. Ozeanische Lineamente dieser Art von ungefähr ost-westlicher Richtung und annähernd parallel zueinander in Abständen von einigen hundert bis tausend Kilometern konnten besonders im nordöstlichen Pazifik, aber auch in Teilen des Mittelatlantischen Rückens und mit ungefähr nordsüdlichem Verlauf im westlichen und östlichen Indischen Ozean aufgefunden werden. Soweit bisher eine Beurteilung möglich ist, dürften diese, an sehr langgestreckten Brüchen vollzogenen Horizontalverschiebungen wohl am ehesten als Auswirkungen von altererben

Schwächezonen der Kruste zu deuten sein. Solche sind zu erwarten, wenn die Richtung alter Schwächezonen der Kruste deutlich von der Bewegungsrichtung der nachmals im Untergrund wirkenden asthenosphärischen Konvektionsströmung abweicht.

7. Zusammenfassung zum gegenwärtigen Stand der Deutung der größten Formenanlagen

Mannigfaltig sind die Versuche, die Entstehung der Gesamtheit aller größten Formenanlagen der Erde auf eine Grundursache zurückzuführen. Besonders vielversprechend erscheinen beim gegenwärtigen Stand der Kenntnis die Annahmen der sogenannten *Plattentektonik*. Danach wären die Hauptstrukturen der Erdkruste und damit auch die größten Formenanlagen der Erdoberfläche letztlich Folgen von zellenartig aufgegliederten, sehr langsamen Konvektionsströmungen in der Asthenosphäre des Erdmantels, durch welche die riesigen, sehr großen und kleineren Platten, in die die Erdkruste aufgegliedert ist, auf dem Mantelsubstrat schwimmend unter komplizierten Relativbewegungen zueinander oberflächlich mitgeschleppt werden. Im Laufe der Erdgeschichte können so die Sialgesteine der heutigen kontinentalen Oberkruste vielleicht einmal eine erste, noch dünne, aber vollständige Erstarrungshaut der Erde gebildet haben, wie A. Cailleux (1969, S. 627) aufgrund der Beträge der Gesteinsfaltung vermutet. Erdgeschichtlich lange dürfte ein solcher Zustand freilich nicht bestanden haben. Denn fließfähiges, etwas dichteres Silikatmaterial unter der aufruhenden sialischen Erstarrungskruste müßte wohl von Anfang an Konvektionsbewegungen ausgeführt und dadurch in der Kruste Riß- und Schollenbildung mit Horizontalverdriftung der schwimmenden Schollen hervorgerufen haben. Solches ist aber schwerlich ohne randliche Raumverengung, Überschiebung, Verschuppung, Faltung der beim Driften einander bedrängenden Schollen möglich. Das unter den Sialschollen befindliche und in Rissen zwischen den Schollen aufgedrungene, etwas dichtere Magma wäre zu den Gesteinen der heutigen Unterkruste des Ozeanbodens bzw. der Kontinente erstarrt. Auf diese Weise könnte allmählich durch ständige Raumverengung der obersten, besonders leichten Erstarrungsmassen die verdickte, aber nunmehr unvollständige sialische Oberkruste der Kontinentschollen entstanden sein.

Die medianen ozeanischen Rücken mit ihren Lava fördernden Scheitelgräben wären im Rahmen dieser Vorstellung das Ergebnis tief gehender Risse in der Kruste und des Nachschubs von unten her im aufsteigenden Zweig der asthenosphärischen Konvektionsbewegung. Die geförderten basaltischen Gesteine würden dort, wo sie aus Lava erstarren, d. h. längs der Förderspalten auf dem Scheitel des zugehörigen medianen ozeanischen Rückens, immer neue Anwachsstreifen bilden, die nach beiden Seiten langsam vom Scheitelgraben abrücken.

Die ganz großen Grabenbruch-Systeme innerhalb des Kontinentalbereichs, insbesondere das vom Mjösen See in Südnorwegen durch Mitteleuropa und das Mittelmeer bis nach Ostafrika verfolgbare System können vielleicht ähnlich gedeutet werden, nur daß im Kontinentalbereich mit seiner dicken Oberkruste

trotz der Krustendehnung die Unterkruste nicht unmittelbar an die Oberfläche tritt, wie das in den medianen ozeanischen Rücken der Fall ist. Außerdem könnte das Auseinanderrücken der Schollen beiderseits einer Dehnungsspalte in der dicken Kontinentalkruste erheblich geringer sein als im Bereich der ozeanischen Kruste.

Im Randbereich der Ozeane gegen die Kontinente würden dann, wie es rings um den Pazifik der Fall ist, als Gegenstück zur Verbreiterung des Ozeanbodens die Relativbewegungen zwischen der jeweiligen örtlichen ozeanischen Platte und der benachbarten Kontinentalplatte zu Stauchungen bzw. Zusammenschub innerhalb der Kruste führen. So wäre die Entstehung des zirkumpazifischen Kettenreliefs im Kettengebirgsgürtel und in den marginalen ozeanischen Rücken zu deuten. Auch der transversale Eurasiatische Kettengebirgsgürtel läßt sich in diese Gesamtauffassung einfügen, wenn man nur annimmt, daß im Zellengefüge der im Erdmantel lokalisierten Konvektionsströmungen aus bisher unbekanntem Ursachen auch erhebliche Änderungen der räumlichen Anordnung eintreten. In diesem Falle müßte es auch mediane ozeanische Rücken geben, deren Lavaförderung erlischt oder erloschen ist. Unter solchen Bedingungen könnten einstige ozeanische Bereiche, im Eurasiatischen Kettengebirgsgürtel etwa der Tethysraum, nach und nach durch von beiden Seiten auf Unterströmungen herangeschleppte Kontinentalschollen überschoben worden sein. Die weithin ausgeprägte Zweiseitigkeit der Neigung (Vergenz) des Faltungs- und Überschiebungsbaus im Eurasiatischen Kettengebirgsgürtel (L. Kober, 1921) wie auch die Annahme von Verschluckungszonen, Narbenzonen (E. Kraus, 1936) in diesem Raum sind jedenfalls mit einer solchen Deutung gut vereinbar.

Da die dichteren Gesteine der Unterkruste im Ozeanbereich in höherem Niveau liegen als im benachbarten Kontinentalbereich, so wäre auch im Gebiet der Gegeneinanderbewegung von Platten dieser beiden Bereiche eine Unterschiebung der ozeanischen Unterkruste unter die weniger dichten Gesteine der kontinentalen Oberkruste verständlich. Als Folge der Unterschiebung der Ozeanplatte unter die Kontinentalplatte kann die Entstehung der Tiefseeerben am ozeanischen Saum der betreffenden Kontinentalplatte bzw. eines marginalen ozeanischen Rückens angesehen werden. Ebenfalls als Folge des Zusammenschubs beider Platten, bzw. der Unterschiebung der dichteren Ozeanplatte unter die weniger dichte Kontinentalplatte wäre die starke Stauchung und Faltung der Grenzzonen beider Platten und damit die übermäßige Verdickung der Kruste am Kontinentalrand, d. h. der Tiefenwulst der Kettengebirge zu erklären. Auf die gleiche Ursache könnte die Häufung sehr tief liegender Erdbebenherde längs einer unter den Kontinentalrand einfallenden Fläche zurückgeführt werden, so wie sie durch die seismische Beobachtung rings um den Pazifischen Ozean angezeigt wird. Diese Folgerungen würden für die jungen, d. h. für die nicht älter als jungmesozoischen Faltungsstrukturen der Kettengebirge und der marginalen ozeanischen Rücken gelten. Die älteren Faltungsstrukturen, die überall im Untergrund des kontinentalen Felderreliefs anzutreffen sind, würden dagegen in dieser Gesamtauffassung anzeigen, daß auch sie einst Regionen übermäßigen Zusammenschubs der Kruste gewesen sind, daß aber in ihnen bereits Abtragung bis zum isostatisch bewirkten Verschwinden eines ehemals vorhandenen

Tiefenwulstes erfolgt ist, so daß sie seither konsolidierte Teile der verdickten Oberkruste darstellen.

Längs der großen ozeanischen Lineamente endlich waren offensichtlich durch lange Zeiten Scherspannungen wirksam. Das geht aus den oft sehr bedeutenden Horizontalverschiebungen benachbarter Schollen bzw. Plattenteile längs der Lineamente relativ zueinander hervor. Diese Scherspannungen können im Rahmen der dargelegten Gesamtdeutung als Folge der im Erdmantel lokalisierten Konvektionsströmungen aufgefaßt werden. Dort könnten z. B. Unterschiede von der Größe oder Richtung der Bewegung zwischen mittleren und randlichen Teilen eines Unterströmungskomplexes vorhanden sein. Solche Längsrisse können natürlich auch durch örtliche Materialunterschiede, z. B. Schwächezonen in der Kruste selbst verursacht oder beeinflußt sein, wenn diese z. B. schief zur Unterströmung verlaufen und so ein gleichmäßiges Mitschleppen der Kruste durch die Unterströmung behindern.

Die Theorie der Plattentektonik mit ihrer Grundannahme, die Hauptstrukturen der Erdkruste und die größten Formenanlagen der Erdoberfläche seien eine Folge davon, daß Krustenschollen durch im Erdmantel lokalisierte, in Zellen gegliederte Konvektionsströmungen mitgeschleppt werden, bringt also eine Fülle von beobachtbaren Sachverhalten in einleuchtenden Zusammenhang. Ergebnisse der Seismik, der Schweremessung und erdmagnetischen Untersuchung können mit solchen der Mineralogie und Petrographie in Einklang gebracht werden. Ältere tektonische Annahmen über Brüche, Schichtfaltung und Deckenbau, über Unterströmungen und Kontinentalverschiebung über klein- und großräumige Undationen der Erdkruste und Geotumoren sind in geeigneter Form in dieses Gesamtbild eingefügt worden.

Dennoch bleibt ein wichtiger Tatsachenkomplex vorläufig ohne befriedigende Erklärung. Es ist der augenfällige Unterschied zwischen Ozean- und Kontinentraum im ultrakontinentalen Pazifik einerseits und im interkontinentalen Nordpolarmeer, Atlantik und Indik andererseits. Da gerade beim Mittelatlantischen Rücken das Auseinanderstreben des Ozeanbodens beiderseits des Scheitelgrabens sorgfältig untersucht wurde, so sollten an den beiderseitigen Rändern des Ozeans Erscheinungen des Zusammenschubs zwischen Ozeanboden und Kontinental-scholle bzw. der Unterschiebung des einen unter die andere vorhanden sein. Statt dessen zeigen aber die Ostküste ebenso wie die Westküste des Atlantischen Ozeans mit Ausnahme der kurzen Abschnitte am Außensaum der Antillen und des Südantillenbogens durchgehend einen unmittelbaren Kontinentalabhang, keinen Randketten-Kontinentalabhang. Außerdem weisen sie nur vergleichsweise schwache Erdbebenätigkeit auf. An der Nordamerikanischen Ostküste sind sogar in den Randpartien der Kontinental-scholle Absitzstörungen, d. h. Anzeichen von Raumerweiterung statt von Raumverengung festgestellt worden. Höchstens könnten die von O. Jessen (1943) als Randschwellen der Kontinente bezeichneten sanften und sehr breiten Aufwölbungen, die sich ohne Rücksicht auf die vorliegenden Strukturen weithin ungefähr parallel zu den Küsten des Interkontinentalen Ozeans im Küstenhinterland erheben, hiermit in Zusammenhang gebracht werden. Diese Randschwellen könnten etwa als Wirkungen von Druckkräften zwischen der Ozeankruste und der Kontinentalkruste gedeutet

werden, welche aus bisher noch unbekanntem Ursachen hier geringere Stärke hätten als an den Küsten des Ultrakontinentalen Ozeans. Jedenfalls sind sicherlich noch Modifizierungen oder Erläuterungen im Gedankengefüge der Plattentektonik erforderlich.

Probleme bietet unter anderem die Einbeziehung der Gebirgsbildung (Tektogenese) mit ihrem tektogenetisch-magmatischen Zyklus im Sinne von H. Stille (1924) in das Gedankengebäude der Plattentektonik. Die geologische Forschung hat auch außerhalb der aktiven Geosynklinalgebiete Beweise dafür erbracht, daß bedeutende Landgebiete an den Rändern der heutigen Kontinente abgesunken sein müssen, so daß nicht nur im Gefolge von Geosynklinalfaltung eine Vergrößerung der Kontinente erfolgt ist, sondern durch Senkung auch eine Verringerung von deren Areal. Solange noch offen ist, ob ein Stück Meeresboden in Wirklichkeit den versunkenen Teil eines Kontinents darstellt oder nicht, entbehren Überlegungen über dort vorherrschende horizontale „Wanderungsvorgänge“ der beteiligten großen Krustenschollen einer sicheren Grundlage. Erst Tiefbohrungen im Bereich des Ozeanbodens vermögen dort verbindliche Aussagen zu erleichtern.

Einige gut begründete Beispiele für abgesunkene Kontinent-Teile seien angeführt. J. Barrell (1914) konnte eine riesige devonische Deltazone in den Appalachen nachweisen, welche von Osten geschüttet worden ist. Es handelt sich dabei um Süßwasserablagerungen in einem Gebiet von 100 bis 200 km Breite und über 1000 km Länge längs des alten Westrandes eines im Atlantischen Ozean versunkenen Landes „Appalachia“. In ähnlicher Weise können die terrestrischen Trias-Jura-Sedimente der Californischen Sierra Nevada-Geosynklinale nur von W her aus dem Gebiet des heutigen Pazifischen Ozeans geschüttet worden sein. Denn zu ihrer Bildungszeit lag östlich der Sierra Nevada Meer (A. Born, 1933). In Spitzbergen zeigte O. Holtedahl (1920), daß die devonischen und tertiären Sedimente aus Westen kamen. Er schloß auf ein altes Land „Scandia“. Dies ist im Europäischen Nordmeer versunken, als das Tertiär von Spitzbergen gefaltet wurde. Reste von ihm sind in den Hebriden und in Nordwest-Schottland erhalten. Im Kongobecken werden nach A. C. Veatch (1935) die Sedimente nach Westen immer größer. Daher dürfte einst ein Kontinentteil vor der W-Küste von Afrika bestanden haben. Jüngste Forschungen der „Meteor“ vor der Küste Nordwestafrikas (Ende 1975) haben es wahrscheinlich gemacht, daß der gleiche Fall auch im Gebiet der Kanarischen Inseln vorliegt. Auch in Melanesien muß es früher größere Landmassen gegeben haben. Ohne solche sind die terrestrischen mesozoischen Sedimente von Neukaledonien nicht zu verstehen. Man glaubt ein versunkenes Land bis zu den Salomonen, Kermadec und Tonga Inseln annehmen zu müssen (J. H. F. Umbgrove, 1947). Bohrungen des amerikanischen Forschungsschiffes „Glomar Challenger“ erbrachten 1974 den Nachweis, daß im Bereich des Falkland- oder Malvinas-Plateaus ein Festland von der Ostküste des südlichen Südamerika mindestens 1400 km nach E reichte und in der Kreide unter den Meeresspiegel tauchte. Die ehemalige Landoberfläche trägt noch Verwitterungsreste eines mediterranen Klimas.

Bemerkenswerte Einwände gegen das vorliegende noch etwas schematische Konzept der Plattentektonik haben V. V. Belousov (1967, 1970), A. A. u. H. A.

Meyerhoff (1972) und H. G. Wunderlich (1973) erhoben. Die Kontraktionstheorie, die Unterschiede im Voranschreiten der Wärmeabgabe zwischen der Kruste und tieferen Bereichen der Erde als Ursache für die Faltung der Erdkruste ansieht⁷, ebenso ihr Gegenstück, die Expansionstheorie, die das Auseinanderücken der Kontinente auf eine langsam zunehmende Vergrößerung des Erdvolumens zurückführen möchte, sind gegenwärtig in der Diskussion sehr zurückgetreten. Wahrscheinlich enthalten aber auch diese Vorstellungen wirklichkeitsnahe Teilansätze.

Der Hypothese einer erst nach Entstehung der Erdkruste erfolgten Ablösung des Mondes im Gebiet des heutigen Pazifik dagegen stehen so starke geophysikalische und petrographisch-mineralogische Feststellungen entgegen, daß diese Annahme fallen gelassen werden muß.

D. Geologische Gegebenheiten von besonderer geomorphologischer Bedeutung

1. Geologische Grundvorstellungen

Vorbemerkung

Um die geophysikalischen Erkenntnisse über die größten Formenanlagen der Erdoberfläche besser verstehen zu können, ist, wie schon angedeutet wurde, Kenntnis über den geologischen Bau der Erdkruste erforderlich. Sie ist auch bei der feineren Analyse des Formenschatzes unentbehrlich. Deswegen sollen im folgenden als Hilfe für die anschließenden Ausführungen einige besonders wichtige geologische Begriffe und Vorstellungen andeutend erläutert werden, ohne daß dadurch die Aufgabe der Lehrbücher der Geologie übernommen werden kann oder soll. Einige von diesen sind im Literaturverzeichnis genannt (D 1–2 u. 3–4). Es handelt sich hier um Grundvorstellungen über die Gesteinstypen der Erdkruste, über deren Lagerungsverhältnisse und ihre Störungen, endlich über die Hauptstrukturtypen der Erdkruste sowie etwas ausführlicher über die vulkanischen Erscheinungen.

Die Haupttypen der Gesteine

Die Gesteinskruste der Erde setzt sich aus *Erstarrungsgesteinen* (*Magmatischen Gesteinen, Magmatiten*), aus *Ablagerungsgesteinen* (*Sedimentgesteinen, Sedimentiten*) und aus *Metamorphiten*, durch *Gesteinsmetamorphose* entstandenen Umwandlungsformen der beiden Vorgenannten zusammen.

⁷ vgl. H. Jeffreys (1952) und A. L. Hales (1953)

Die *Erstarrungsgesteine* werden auch als primäre Gesteine bezeichnet, weil die Erstarrung aus glutflüssigem Magma oder aus Lava als primärer Gesteinsbildungsvorgang angesehen werden kann. Erfolgte die Abkühlung an oder nahe der Erdoberfläche rasch, so haben die Gesteine schlackiges, glasiges bis feinkristallines Gefüge. Es handelt sich dann um *Ergußgesteine* oder *Effusivgesteine* oder *Vulkanite*. Erkalte das Magma in größerer Tiefe langsam, so wurden die Gesteine vollkristallin. Es sind *Tiefengesteine* oder *Intrusivgesteine* oder *Plutonite*.

Dem Chemismus nach sind die Vulkanite und Plutonite Silikate hauptsächlich des Aluminiums, Kaliums, Natriums, Calciums, Magnesiums und Eisens. Sie reichen in vielen Zwischenstufen und Übergängen von sehr sauren, nämlich an SiO_2 reichen, bis zu sehr basischen, nämlich an SiO_2 weniger reichen, Typen. Die wichtigsten jüngeren Vulkanite sind, von den sauren zu immer basischeren Typen fortschreitend, *Liparit*, *Trachyt*, *Andesit* und *Basalt*. Bei höherem geologischen Alter treten sie, ebenso geordnet, als *Quarzporphyr*, *Porphyr*, *Porphyr*, *Diabas*, *Melaphyr* entgegen. Jeder von ihnen ist Vertreter einer ganzen Gesteinsfamilie. In gleicher Weise reihen sich die Plutonite zu den Haupttypen *Granit*, *Syenit*, *Diorit*, *Gabbro* und *Peridotit*. Nach dem mehr oder weniger großen Gehalt an Alkalien und Calcium werden Erstarrungsgesteine der *Alkalikalkreihe* als *pazifische Sippe* von *Alkaligesteinen* unterschieden, die bei *Natriumvormacht* als Gesteine der *atlantischen Sippe*, bei *Kaliumvormacht* als solche der *mediterranen Sippe* bezeichnet werden (Niggli 1923).

Den primären stehen als sekundäre, abgeleitete Gesteine die Ablagerungsgesteine oder *Sedimentite* gegenüber. Sie sind aus der Aufbereitung und Umlagerung von älteren Gesteinen irgendwelcher Art hervorgegangen. Mechanisch-physikalische, chemische, organische Vorgänge können hierbei allein oder in der verschiedensten Kombination als Ursache gewirkt haben. Der Korngröße nach (A. Atterberg, 1912; W. Correns, 1934; von Engelhardt, 1948, DIN 4022)

Korngrößentabelle der Sedimentite (oder klastischen Gesteine) nach DIN 4022

Gruppenbenennung	Korndurchmesser in mm	als Lockergestein	als verfestigtes Gestein
Psephite	über 60	Steine, auch große und kleine Blöcke	Breccien Konglomerate Verrucano (z. T.)
	20–60	Grobkies	
	6–20	Mittelkies	
	2– 6	Feinkies	
Psammite	0,6 –2	Grobsand	Sandsteine verschiedener Art Arkosen Quarzit
	0,2 –0,6	Mittelsand	
	0,06–0,2	Feinsand (Einzelkörner eben noch erkennbar)	
Pelite	0,002–0,06	Schluff (Silt)	feinste Trümmergesteine Tonstein Schiefer-ton
	unter 0,002	{ Staub Ton	

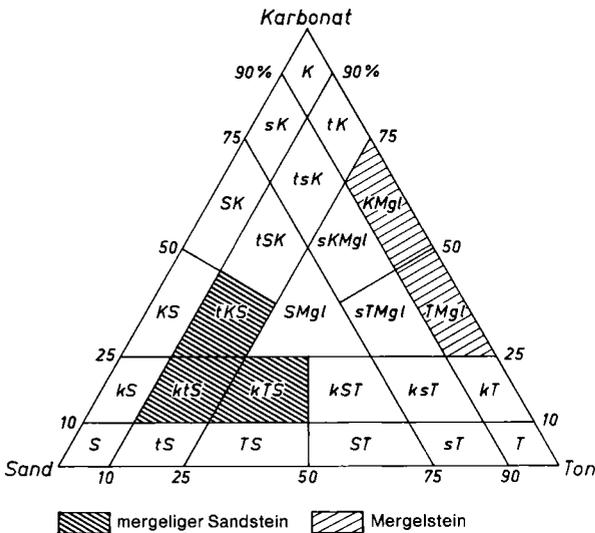


Fig. 4. Benennungs-dreieck Sand-Ton-Karbonat. (Nach H. Füchtbauer und G. Müller 1970, S. 9.)

- | | |
|--------------------------------------|------------------|
| S = Sand oder stark sandig | s = sandig |
| T = Ton oder stark tonig | t = tonig |
| K = Karbonat oder stark karbonatisch | k = karbonatisch |
| Mgl = Mergel | |

können die Sedimente von größtem *eckigem Schutt* (verfestigt: *Breccie*) oder *gerundetem Geröll* (verfestigt: *Konglomerat*) gegen feinere Korngrößen zu *Kies*, *Sand*, *Schluff*, dem Staubgestein *Löß* und endlich *Ton* unterschieden werden. Dem Stoffgehalt nach reichen sie von *bunten*, d.h. aus mannigfaltigen Komponenten gebildeten *Trümmergesteinen* bis zu mehr oder weniger reinen Tonsteinen, Kalken, Gips, Steinsalz, Kohle usw.. Konglomerate der alpinen Molasse werden häufig als Nagelfluh bezeichnet. Mergel sind Ton-Kalk-Gemische. Letten und Lehme sind Ton-Sand-Gemische. Nähere Einzelheiten können dem Benennungs-dreieck (Fig. 4) entnommen werden. Unverfertigtes Gemisch aus eckigem und kantengerundetem, grobem und feinem Schwemm-Material hat G. Stäblein (1968) als *Fanger* bezeichnet. Wichtig ist, daß in einem zusammenhängenden Sedimentationsgebiet der Charakter des gleichzeitig entstehenden Sediments sich gewöhnlich von Ort zu Ort ändert. Lagert der Bach an seiner Mündung in einen See nahe dem Ufer Gerölle ab, so bildet sich gleichzeitig in der Mitte des Sees am Boden feiner Schluff. Derartiger örtlicher Wechsel gleichzeitig gebildeten Sediments wird als *Fazieswechsel* bezeichnet. Abgelagertes Sediment kann durch *Zementation* oder *Druck* früher oder später verfestigt werden (*Diagenese*) oder auch locker bleiben, es gilt in jedem Falle als Gestein.

Die *Metamorphite* sind durch *Druck-* oder *Hitzewirkung* oder durch beides und häufig durch die gleichzeitige Einwirkung von *Lösungen*, die die Zu- oder Wegfuhr beliebiger Substanzmengen hervorgerufen haben (*Metasomatose*), unter *Bewahrung* des kristallinen Zustandes aus Sediment- oder Erstarrungsgesteinen hervorgegangen.

Wurde das im groben unregelmäßige Gefüge von Magmatiten infolge Metamorphose zu einem geregelten, so erhalten diese veränderten Gesteine die Vorsilbe „Ortho“ (*Orthometamorphite*), während metamorph umgebildeten Sedimentgesteinen die Vorsilbe „Para“ vorgesetzt wird (*Parametamorphite*) und für kombiniertes Ausgangsmaterial das Präfix „Ampho“ (*Amphometamorphite*) Benutzung findet. Durch Metamorphose kann aus Sandstein Quarzit, aus Tonsteinen Tonschiefer und Phyllit, Amphibolit oder Paragneis, aus Kalk Marmor oder Kalksilikatfels, aus Granit Orthogneis werden. Der früher für alle Metamorphite verwendete Sammelbegriff kristalline Schiefer umfaßt nach der neueren Nomenklatur nur feldspatfreie bis feldspatarme metamorphe Gesteine mit deutlicher Paralleltextur. Gneise sind solche Metamorphite, die reichlich Feldspäte führen und eine klare Paralleltextur besitzen. Für die Gliederung der großen Zahl metamorpher Gesteine ist es unter Umständen wichtig, ob eine *Regionalmetamorphose*, d. h. eine Metamorphose, die an die einheitliche *Tektogenese* (S. 59) großer Erdkrustenteile gebunden ist, oder eine *Kontaktmetamorphose* mit vergleichsweise lokalen Bedingungen, wie die Wirkung eines Magmenherdes auf Hüllgesteine, vorliegt.

Nach dem Grad der Metamorphose ist eine systematische Veränderung des Mineralbestandes festzustellen, wobei Gesteine gleichen Metamorphosegrades in

Tabellarische Übersicht über die Zonengliederung der Metamorphite

Zone	Temperatur	Allseitiger Druck	Einseitiger Druck (Streß)	Typische Minerale	Typische Gesteine
Epizone	niedrig	niedrig	allgemein stark	Chlorit Serizit Serpentin Talk Glaukophan	Phyllit Chloritschiefer Serizitschiefer Kalkphyllit Talkschiefer Serpentinit Glaukophanschiefer
Mesozone	mittel	mittel	vielfach stark	Albit Epidot Hornblende Disthen Muskowit Biotit Staurolith Almandin	Glimmerschiefer Muskowit-Schiefer Biotit-Schiefer, Granatglimmerschiefer
Katazone	hoch	hoch	allgemein schwächer	Oligoklas Orthoklas Pyroxen Granat Sillimanit Olivin Cordierit	Gneis (Biotitgneis, Cordieritgneis, Sillimanitgneis, Granatgneis) Eklogit Granulit

zusammenhängenden Bereichen vorkommen. Dies ermöglicht die Trennung metamorpher Gesteine nach Intensitätszonen (Grubenmann u. Niggli, 1924), die in Richtung auf den Intrusivkörper als *Epi-*, *Meso-* und *Katazone* bezeichnet werden. Die Weiterentwicklung dieses Gedankens führt zu dem Prinzip der Mineralfazies (P. Eskola, 1914, 1939), bei dem von den häufig wiederkehrenden Mineralkombinationen ohne Berücksichtigung ihrer Genese als Gliederungsgrundlage ausgegangen wird und die die Aufteilung der Gesteine in isofazielle Bereiche ermöglicht.

Weitere Einzelheiten über die Eigenschaften der Gesteine können hier nicht erörtert werden. Für derartige Angaben muß auf die Lehrbücher der Gesteinskunde verwiesen werden (Literaturverzeichnis II D 1–2).

Geologische Struktur, Petrographische Struktur und Textur (Lagerungsverhältnisse, Lagerungsstörungen, Feingefüge)

Von großer Wichtigkeit für alle geomorphologischen Fragen sind 1. die geologische Struktur, die *räumlich* gemeinte Anordnung der Gesteine (d. h. ihre *Lagerung*, *Lagerungsstörungen*, *Schichtung*, *Schieferung*, *Klüftung*, *Absonderung*), 2. ihr *Feingefüge*, d. h. ihre *petrographische Struktur* (ihre Zusammensetzung aus Mineralkomponenten) und ihre *petrographische Textur* (die räumliche Anordnung der Mineralkomponenten). In der Geologie werden alle diese Struktur- und Textureigenschaften auch unter dem Oberbegriff *Gefüge* zusammengefaßt. In Tiefengesteinen und manchen Ergußgesteinen zeigen tiefreichende Einschnitte (*Aufschlüsse*) häufig Differenzierungen zwischen Randpartien und Kernbereich. Eine Schichtung fehlt ihnen meist. Die Gesteine sind massig und werden deshalb als *Massengesteine* bezeichnet. Vulkanite besitzen oftmals *Fließtextur* (*Fluidaltextur*), auch dies ist keine Schichtung. Ebenso ist die Schieferung der Metamorphite, welche durch Druckwirkung meist unter mehr oder weniger deutlicher Einregelung der beteiligten Minerale hervorgerufen wird, keine Schichtung. Sie kann allerdings bei metamorphen Gesteinen, die aus Sedimentiten hervorgegangen sind, mit deren ehemaliger Schichtung in Zusammenhang stehen.

Wirkliche Schichtung zeigen dagegen die meisten Sedimentgesteine, sie werden daher auch als *Schichtgesteine* bezeichnet. Die Schichtung entsteht dadurch, daß die Ablagerung des Sediments durch einen mehr oder weniger großen Zeitraum hindurch fort dauert, daß aber währenddessen kleinere oder größere Schwankungen der Art und Korngröße des zugeführten Materials stattfinden. Jede Schichtoberfläche war für kurze Zeit einmal Erdoberfläche. Sie wurde unter der darüberlagernden Schicht begraben. Sie ist die *liegende*, die ältere Schicht. Die überlagernde ist die *hangende*, die jüngere Schicht. Meist werden die Schichten eines Sediments annähernd horizontal abgelagert. Es gibt aber Ausnahmen, die Schichten einer Schutthalde liegen z. B. schräg.

Wenn Gesteinsschichten lückenlos und gleichmäßig übereinanderliegen, also identisches *Streichen* und *Fallen* aufweisen, so spricht man von *gleichsinniger* oder *konkordanter* Lagerung. Stoßen die Schichten aus irgendwelchen Gründen unter

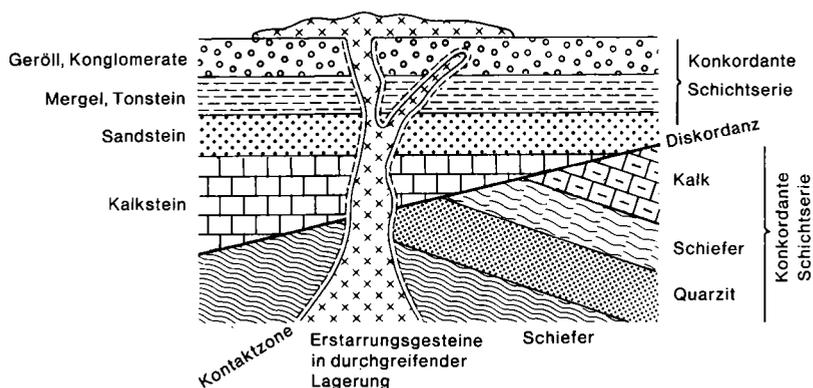


Fig. 5. Schema geologischer Lagerungsverhältnisse und üblicher Gesteinssignaturen.

einem Winkel aufeinander, so daß Schichten unter der Überlagerung durch andere aussetzen, dann ist die Lagerung *ungleichsinnig* oder *diskordant*. Größere Schichtfolgen von im wesentlichen konkordanter und wenig geneigter Schichtlagerung werden als *Schichttafeln* bezeichnet. Erstarrungsgesteine müssen, wenn sie an die Erdoberfläche oder nahe zur Erdoberfläche kommen, den Verband älterer Gesteine, seien diese nun ältere Erstarrungsgesteine, Metamorphite oder Sedimente in Gängen, Spalten oder entlang von Schichtflächen durchbrechen. Sie haben *durchgreifende* Lagerung. An den durchbrochenen Gesteinen zeigen sich Erscheinungen der Kontaktmetamorphose. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, das ältere durchbrochene von dem jüngeren durchbrechenden Gestein zu unterscheiden. Selbstverständlich kann, wenn es sich um Erstarrungsgestein handelt, das tiefer liegende von zwei Gesteinen das jüngere sein (Fig. 5).

Alle Gesteine werden von *Klüften* durchsetzt, d. h. von oft deutlichen, oft aber auch kaum bemerkbaren *Fugen*, *Trennflächen*. Bei den Erstarrungsgesteinen dürften sie einerseits auf Spannungen zurückgehen, welche sich aus einseitig gerichteter Abkühlung ergeben haben, andererseits auch auf den Druck des umgebenden Gesteins, in das der Intrusionskörper sich hineingepreßt hat. Bei den Sedimenten gibt es außer den *Schichtfugen* immer auch quer durch die Schichten setzende Fugen, die durch Feinstbewegungen im Sediment infolge von wechselnder Durchfeuchtung und Temperatur und durch Druck von seiten überlagernder Massen verursacht sind (Dehnungs- bzw. Reißfugen bzw. -klüfte und Zerrfugen, Scherfugen bzw. -klüfte). Bei den Metamorphiten haben die Druck- und Hitzewirkungen *Schieferungsflächen* und Klüfte der verschiedensten Art quer, schief und parallel zur Druckrichtung erzeugt. Klüfte können zementiert sein. Im ganzen aber sind sie als Ansatzflächen der Verwitterung für die Lockerung und Beweglichmachung von Gesteinsfragmenten von sehr großer Bedeutung.

Neben den durch das Auftreten von Erstarrungsgesteinen bedingten Unregelmäßigkeiten der Gesteinslagerung gibt es in größtem Umfange echte *Schichtstörungen*. Sie betreffen nicht nur Schichtgesteine, sondern ebenso auch die

Erstarrungsgesteine und die Metamorphite, sind aber in den Schichtgesteinen besonders leicht erkennbar. Sie beweisen, daß *Krustenbewegungen, tektonische Bewegungen*⁸ von ungeheurer Stärke und Großartigkeit, aber im ganzen genommen von sehr geringer Geschwindigkeit die Erdkruste deformieren, *dislozieren*. Je nach dem, ob die *Dislokationen* mehr als Biegen oder als Brechen im Gestein zum Ausdruck kommen, werden *Faltung* und *Verwerfung* unterschieden.

Faltung, Groß-Verbiegung und Aufwölbung

Die *Faltung* kann von der Größenordnung der im Handstück nachweisbaren Kleinfältelung und Knitterung der Schichten bis zu bergegroßen *Sattel-* (*Antiklinal-*) und *Mulden-* (*Synklinal-*) Strukturen der Schichten gehen. Sie bewirkt auf diese Weise *Schichtfaltung*. Ja, sie kann bis zu Riesenverbiegungen reichen, deren Auf und Ab Landschaftsgröße (Großfalten, E. C. Abendanon, 1914; A. Penck, 1919; Grundfalten, E. Argand, 1922) annimmt. Es kommen einfache *stehende, schiefe, überkippte, liegende* Sättel und Mulden vor und sehr komplizierte Faltungsbilder. Teile der *Faltenschenkel* können gedehnt, ausgewalzt, zerrissen und überschoben werden. Dann spricht man von *Faltenüberschiebung*. Ja, es können ganze Schichtpakete, sei es gefaltet oder mit ziemlich flacher Lagerung, vom Untergrunde *abgeschert*, auf weite Strecken von mehreren Kilometern, von Zehnern von Kilometern, vielleicht sogar von über 100 km über benachbartes Gebiet hinweggeschoben werden oder hinweggleiten. In diesem Falle redet man von *Deckenüberschiebung*, von *Schubdecken* oder einfach von *Decken*. Immer ist die Schichtfaltung mit *Zusammendrängung*, mit *Raumverengung* in der Faltungsrichtung verbunden. Sie muß daher vornehmlich auf *horizontale* Druckwirkung zurückgeführt werden (Fig. 6, 7, 8).

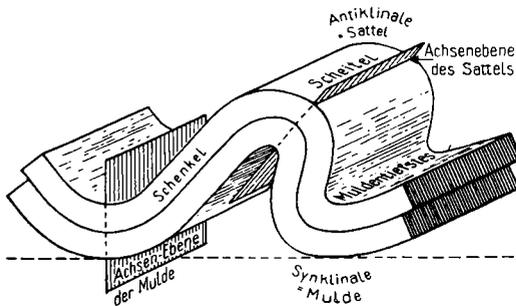


Fig. 6. Schema der Bestandteile einer Schichtfalte in Anlehnung an K. Metz (1957, S. 28).

⁸ *Tektonik* bedeutet im engeren Sinne des Wortes „Lehre vom Bau und von den Bewegungen der Erdkruste“. In einem weiteren Sinne bezeichnet es oft diese Bewegungen selbst, oft auch den Typus des durch diese Bewegungen hervorgerufenen Krustenbaus, d. h. den Typus der geologischen Struktur.

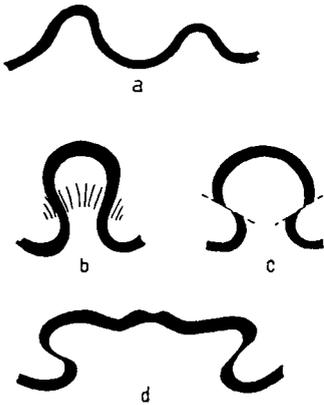


Fig. 7. Typen aufrecht stehender Schichtfalten. (Nach A. Heim, Geologie der Schweiz).
 a einfache Falten, b Fächerfalte, c Pilzfalte (mit zerrissenen Schenkeln), d Kofferfalte (mit gedehnten Schenkeln)

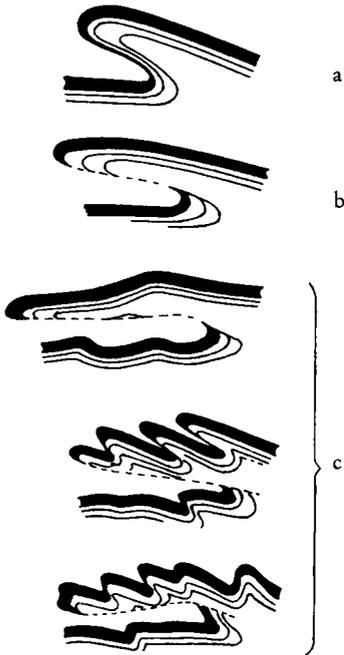


Fig. 8. Liegende Falten und Faltendecken (Nach A. Heim, Geologie der Schweiz).
 a liegende Falte mit gestrecktem Mittelschenkel
 b liegende Falte mit zerrissenem Mittelschenkel
 c Faltendecken verschiedener Einzelausbildung

Während in einer ungestörten Sedimentfolge stets die älteren Gesteine das Liegende, die jüngeren das Hangende bilden, treten in überkippten oder gar überschobenen Falten und Decken die kompliziertesten Lagerungsverhältnisse ein. Hier können die liegenden, also älteren Gesteine über den jüngeren, den hangenden, gelagert sein, d. h. invers liegen, sogar in mehrfacher Wiederholung. Die Entwirrung eines derartigen Schichtbaus ist nur möglich durch Vergleich mit der entsprechenden Gesteinsfolge in einem ungestörten oder wenig gestörten Bereich. Die Grundlage für derartige Vergleiche bildet die in geeigneten Gebieten durch *paläontologische* Untersuchungen gewonnene Kenntnis von der Abfolge der als *Fossilien* in den Gesteinen erhaltenen und für bestimmte geologische Zeiten charakteristischen Reste der Lebewelt.

Gewölbte Schichtlagerung muß nicht ausschließlich durch die soeben besprochenen Erscheinungen der zusammenstauenden Schichtfaltung hervorgerufen sein. Es kommen auch faltungsähnliche *Aufbeulungen* einer Schichttafel vor, z. B. dort, wo unterirdisch Intrusivgesteinsmassen eingedrungen sind. Solche *Aufwölbungen* (Aufbeulungen) sind daran erkennbar, daß die betroffenen Schichten statt einer Zusammendrängung Merkmale der *Dehnung*, der *Raumvergrößerung* aufweisen, z. B. Zerrungsbrüche (s. unten). Derartige Gewölbe treten stellenweise in der Nachbarschaft der großen Kettengebirgsgürtel der Erde auf, z. B. am Ostsaume der Rocky Mountains in den USA. In Nordwest-Deutschland knüpfen sich nicht wenige Aufwölbungen an örtlich unter Druck aus der Tiefe plastisch aufsteigendes Steinsalz (*Salzstöcke*, *Salzhorste*, *Diapire*) (Fig. 9).

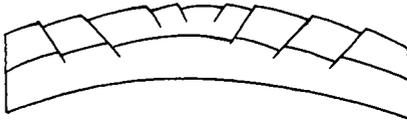


Fig. 9. Schema der Aufwölbung. Nach H. Cloos, 1936). Die Brüche sind Abschiebungsbrüche.

Brüche, Flexuren

Wird bei Krustenbewegungen die im einzelnen sehr verschieden große Biege-, Zug- oder Scherfestigkeit der Gesteine überbeansprucht, so kommt es zum *Bruch*, zur *Verwerfung*. Brüche können kleine und große *Sprunghöhe* und sehr verschiedene Längenerstreckung haben. Sie können in der Längsrichtung ausklingen, sich in mehrere Einzelsprünge aufspalten oder auch in eine *Verbiegung* (*Flexur*) übergehen. Sie können lotrecht (*saiger*) oder schief in die Tiefe setzen oder auch horizontal verlaufen. Auf einem geeigneten Schnitt kann ein Bruch durch das Abstoßen verschiedenartiger Gesteine beiderseits der Bruchfläche nachgewiesen werden. An den Bruchflächen selbst ist es durch die ungeheure Reibung der an ihnen entlang geglittenen Gesteinsmassen oft zu Zertrümmerung (Mylonitisierung) der Gesteine oder zu Strömungen und mineralischer Veränderung der Gesteinsoberfläche gekommen, so daß sie spiegelartig glänzen. Solche Flächen heißen *Harnische*. Man unterscheidet bei Brüchen gewöhnlich den *gehobenen* und den *gesenkten Flügel* (Fig. 10 u. 11).

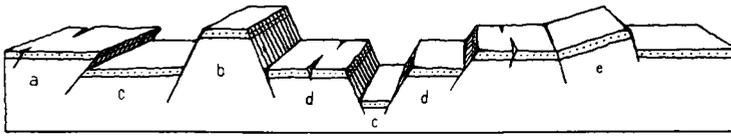


Fig. 10. Schema der Bruch-(Verwerfungs)bildung.

- a Horst = relativ gehobene Scholle, von *Aufschiebungsbruch* (Pressungsbruch) begrenzt
- b Horst = relativ gehobene Scholle, von *Abschiebungsbrüchen* (Zerrungsbrüchen) begrenzt
- c Graben = relativ gesenkte Scholle, hier von gestaffelten Abschiebungsbrüchen begrenzt
- d Staffelschollen, die sie begrenzenden Brüche (*Verwerfungen*) sind Staffelbrüche
- e Pultscholle, Kippscholle

Die vertikalen Höhenunterschiede der durch Punktierung angedeuteten Schicht stellen jeweils die Sprunghöhe der betreffenden Verwerfung dar.

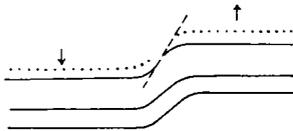


Fig. 11 Schema einer Flexur, die nach der Tiefe in einen Bruch übergeht.
(Nach K. Metz, 1967, S. 53).

Ein geneigter Bruch, an dem nur horizontale Bewegung stattfand, bei dem es also keinen gehobenen und gesenkten Flügel gibt, heißt *Blattverschiebung*. Liegt der Bruch bei horizontaler Bewegung selbst auch horizontal, so handelt es sich um eine *Überschiebung*. Eine von zwei (relativ) gehobenen Flügeln begrenzte schmale Bruchscholle wird als *Graben* bezeichnet. Bei mehr rundlicher Gestalt spricht man von einem *Senkungsfeld* oder auch von einem *Kesselbruch*. Eine von gesenkten Flügeln begrenzte Hochscholle ist ein *Horst*. Eine einseitig gehobene Bruchscholle ist eine *Pultscholle*. Statt durch einen einzigen Bruch vollzieht sich der Übergang von der gehobenen zur gesenkten Scholle nicht selten durch mehrere Teilbrüche, d. h. durch *Staffelbrüche*.

Bei nicht senkrecht stehenden Bruchflächen kann durch die Schollenbewegung in der Horizontalen quer zum Bruche entweder eine Raumvergrößerung oder eine Raumverminderung bewirkt werden. Im ersten Falle spricht man von *Zerrungsbrüchen*, im zweiten von *Pressungsbrüchen*. Bei diesen kann es zur *Bruchüberschiebung* kommen. Wenn auf spröde Schichtpakete starker seitlicher Druck wirkt, der in plastischen Gesteinen Faltung hervorrufen würde, so kommt es hier nicht selten zur Ausbildung von Scharen von *Überschiebungsbrüchen*, die die Masse schuppenartig zerlegen. So entsteht die sogenannte *Schuppenstruktur*. Brüche kommen in jeder Art von Strukturen vor. In den Schichttafeln sind sie aber vielfach die einzigen deutlich erkennbaren Dislokationen. Der Übergang von einer höherstehenden zu einer tiefer liegenden Scholle kann statt durch Bruch auch durch sanfte Abbiegung oder Verbiegung (Flexur) erfolgen. Die Flexuren nehmen als Schichtstörungen eine Zwischenstellung ein zwischen Bruch und Schichtfaltung.

2. Hauptstrukturtypen insbesondere der Festländer

Strukturen des Kettenreliefs

Die *Kettengebirgsgürtel* sind als Stränge langgestreckter, oft bogenförmiger Höhen- und Tiefenzüge und zugleich als Gebiete erheblicher Schwereanomalien und gesteigerter Häufigkeit und Stärke der Erdbebentätigkeit bereits gekennzeichnet worden. Sie erweisen sich damit als Bereiche noch nicht vollendeter isostatischer Ausgleichung, d. h. junger kräftiger Krustenbewegungen (*tektonische Labilität* oder *Mobilität*). In ihnen herrscht Faltungstektonik vor. Mit diesem Bilde stimmen die Baueigentümlichkeiten (Struktureigentümlichkeiten) ihres Untergrundes überein.

Die Kettengebirgsgürtel knüpfen sich an langgestreckte Zonen der Kruste, in denen vornehmlich während des Mesozoikums auf sinkendem Raum außerordentlich mächtige, oft mehrere km dicke Sedimentfolgen abgelagert worden sind. Meist handelt es sich um Flachseeablagerungen von kalkig-mergeliger Beschaffenheit, Riffkalke spielen eine große Rolle. Daneben kommen manchmal in ganz naher Nachbarschaft Ablagerungen vor, wie sie gewöhnlich in tiefen, ja sehr tiefen, aber verhältnismäßig engräumigen Meeresbecken sedimentiert werden. Unter ihnen sind kieselige, Radiolarien enthaltende Schichten charakteristisch. Gleichzeitig sind basische und ultrabasische grüne Eruptiva, die *Ophiolite* der Alpen, Dinariden, des Taurus, des Apennin usw., die von untermeerischen Ergüssen stammen, häufig. Eine solche Sedimentationsfolge kann nur entstanden sein auf einem lange Zeit kräftig sinkendem Untergrund, jedoch mit im einzelnen merklichen Unterschieden der Tiefe des Sedimentationsbeckens, der Mächtigkeit und der Fazies der Ablagerungen. Man bezeichnet den Raum solcher Ablagerungen als *Geosynklinale*.

In den Kettengebirgen haben die Geosynklinalsedimente stets eine sehr starke Schichtfaltung durchgemacht, welche manchmal bis zur Bildung von Deckenüberschiebungen gesteigert ist. Mit ihr verbunden erscheint in einigen geosynklinalen Gebieten, in denen besonders tiefer Einblick möglich ist, z. B. in der penninischen Zone der Alpen, unter den Oberflächenfalten eine kristalline Faltungszone, in der Geosynklinalsedimente metamorphisiert wurden. Aber auch saure Schmelzen aus dem Untergrund (*synorogene Intrusionen* von H. Stille, 1940) haben meist zur Entstehung des aus Gneisen und kristallinen Schiefen bestehenden Falten- und Deckenkomplexes beigetragen. Es muß angenommen werden, daß infolge dieser Schichtfaltung, d. h. der extremen Einengung der Sedimentationsräume quer zum Streichen der entstehenden Faltenzüge, zum mindesten Teile der Geosynklinale über den Meeresspiegel emporgehoben wurden. Denn zeitlich folgen gewöhnlich in den Randgebieten des Geosynklinalraumes mächtige Serien von sandig-tonigen Flachwasserablagerungen z. T. mit Schutt- und Gerölleinschaltungen, die nach einem Schweizer Ausdruck als *Flysch* bezeichnet werden. Sie deuten auf die Nähe von Abtragungsgebieten zur Zeit ihrer Bildung hin. Schließlich wird mit der Wanderung (Migration) geosynklinaler Teilbecken nach außen auch die Flyschserie von der Schichtfaltung erfaßt. Die Geosynklinale wird mehr und mehr zum Gebirge und es entstehen am Rande Vortiefen mit Ablagerungen, die man

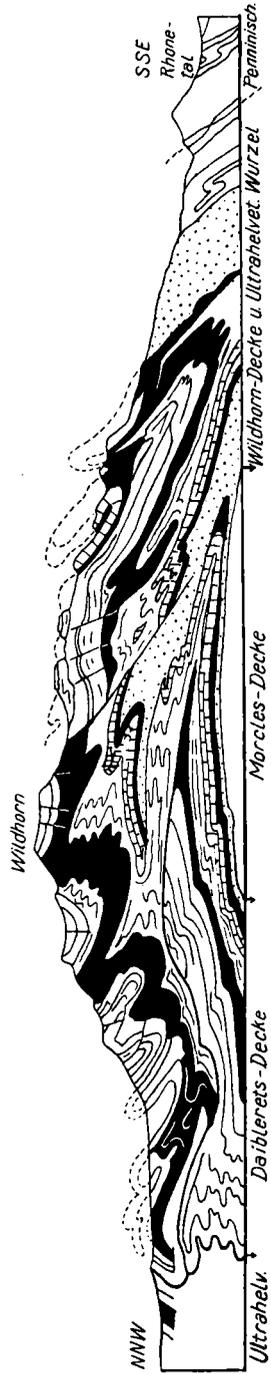


Fig. 12. Alpiner Deckenbau im Wildhornprofil. (Vereinfacht nach M. Lugeon, aus J. Cadisch, 1953).

wiederum nach Schweizer Vorbild *Molasse* nennt. In der Nähe des Gebirges spielen in ihnen grobe Flußschotter eine große Rolle, mit wachsender Entfernung vom Gebirge feine Sande, Tone, auch Kalke. Soweit es in diesem Stadium zu Vulkanismus kommt (*subsequent* im Sinne von Stille 1940) handelt es sich vorzugsweise um saure bis basische Gesteine der Alkalireihe (S. 48).

Die Randzonen des durch Schichtfaltung betroffenen Raumes bestehen nicht selten aus einfachen Antiklinal- und Synklinalzügen, die Gebirgskämme und Längstäler bilden, so im Schweizer Faltenjura, in den albanisch-epirotischen Randketten des Dinarischen Gebirgssystems oder in den südwestiranischen Randketten. Nur in diesen Fällen darf man wirklich von *Faltengebirgen* sprechen. Die inneren Zonen des Faltungssystems besitzen dagegen gewöhnlich recht verwickelten Bau mit enger Verfaltung, Verschuppung, ja Überschiebung großer Schichtenkomplexe (Fig. 12). In ihnen stimmen die Gebirgsketten keineswegs überwiegend mit den Faltungssätteln überein. Sie sind gewöhnlich nicht einmal im ganzen genommen unmittelbar durch die Schichtfaltung geschaffen worden, sondern sind, wie später zu zeigen sein wird (S. 339), ein Ergebnis nachträglicher Hebung des gefalteten Gebiets und unterschiedlicher Abtragung in den gehobenen Faltungsstrukturen. Solche *Kettengebirge*, z. B. die inneren Teile der Alpen, werden leider sehr oft auch als Faltengebirge bezeichnet, obwohl dies fast ebenso sinnwidrig ist, als wenn man den Harz ein Faltengebirge nennen wollte, weil ja auch *seine* Höhen aus gefalteten Strukturen bestehen. Eine nach strenger Begriffsbildung strebende Geomorphologie sollte diesen Benennungsmißbrauch vermeiden.

Die Geosynklinalen erweisen sich auch auf Grund ihres speziellen Baustils und der Art ihrer Sedimentfüllung als *labile Zonen* der Erdkruste, in denen starke Bewegungen der Kruste vonstatten gehen. Aber nicht auf einmal, sondern in mehreren, durch weniger aktive Zeiten getrennten Faltungsphasen, die in den Alpen in der Kreidezeit, vielleicht schon im Jura beginnen und sich im Tertiär fortsetzen, ist die heute vorliegende Struktur des Kettengebirges geschaffen worden. Ähnlich ist es, soweit bisher bekannt, in den anderen Kettengebirgen. Wenn auch in diesen die Faltung der Geosynklinalsedimente z. T. schon früher oder erst später beginnt, so sind doch die Faltungsphasen selbst, wie vor allem H. Stille (1924) gezeigt hat, weltweit oder doch in großen Teilen der Erde im wesentlichen gleichzeitig zur Auswirkung gekommen.

H. Stille (1924) hat Schichtfaltung dieser Art als *Orogenese* (deutsch Gebirgsbildung), ihre Einzelprozesse als *orogenetische* Vorgänge und ihr Ergebnis als *Orogen* bezeichnet. Es wurde schon angedeutet, daß dieser Name mißverständlich ist. Denn die Hebung über den Meeresspiegel und damit die eigentliche Gebirgsbildung der großen Kettengebirge ist, wie mehr und mehr erkannt wurde, weithin zeitlich erst sehr viel später eingetreten als die Faltung der Gesteinsschichten, aus denen die Gebirge aufgebaut sind. Deswegen wird neuerdings der Ausdruck *Orogenese*, soweit er lediglich die in Faltungsphasen zusammengedrängten Schichtstörungen kennzeichnen soll, durch das Wort *Tektogenese* ersetzt (E. Haarmann, 1927). Jedenfalls darf *Orogenese* nicht ohne weiteres mit Gebirgsbildung im geomorphologischen Sinne gleichgesetzt werden. *Orogenese* bedeutet Schichtfaltung und damit irreversible Veränderung des Gesteinsgefüges

im Bereich labiler Zonen der Erdkruste. Gebirgsbildung tritt dort meistens auch ein, aber sehr oft nicht in unmittelbarem zeitlichem Zusammenhang mit der Schichtfaltung.

Strukturen der kontinentalen Flachländer

Schichttafeländer – stabile geologische Schelfe

Den Kettengebirgsgürteln stehen die flacher gestalteten Kontinentalräume mit im allgemeinen gutem isostatischem Massenausgleich und einer viel geringeren Erdbebenintensität als ruhigere Teile der Erdkruste gegenüber. Dennoch besitzen auch sie zum mindesten im tieferen Untergrund enge Faltungsstrukturen metamorpher Gesteine. Außerdem werden sie auch disloziert, jedoch vorzugsweise durch sanfte Hebungen und Senkungen, Aufbiegungen und Abbiegungen, d. h. durch großräumige Bewegungen, die die Struktur der betroffenen Scholle nicht ändern, und die im zeitlichen Verlauf ihren *Richtungssinn wechseln* können. Solche Bewegungen, die hiernach grundsätzlich von der Schichtfaltung verschieden sind, werden als *epirogenetische* oder *epirogene* (kontinentbildende) Bewegungen bezeichnet.

Man erkennt ihr Wirken daran, daß auf den flacher gestalteten Kontinentalgebieten in großer Ausdehnung Flachmeersedimente (epikontinentale Sedimente) oder auch terrestrische Ablagerungen in flacher oder nur wenig deformierter Lagerung nebeneinander, auch in mehrfachem Wechsel übereinander auftreten. Hier und da sind Diskordanzen zwischengeschaltet, welche anzeigen, daß das Gebiet zwischendurch vom Ablagerungsraum zum Abtragungsbereich wurde. Es müssen also im Verhältnis zum Meeresspiegel sanfte Auf- und Abbewegungen stattgefunden haben. Das Meer hat *Transgressionen* und *Regressionen* ausgeführt. Diese Schichttafelgebiete der heutigen Kontinente haben also zeitweise die gleiche Stellung eingenommen wie die heutigen *Schelfe*. Es sind ehemalige Schelfe. Im geologischen Sprachgebrauch werden sie deswegen vielfach einfach den Schelfen zugeordnet. Im Rahmen geomorphologischer Betrachtung wird es besser sein, zur Unterscheidung von den heute meerbedeckten, aktuellen Schelfen nur von Schelfstrukturen oder von geologischen Schelfen zu sprechen.

Für derartige, manchmal mehrere hundert Meter mächtige Schichttafeln geben etwa die Russische, die Sibirische oder die Nubisch-Arabische Tafel Beispiele. Sie stellen stets nur den *Oberbau* (das „Deckgebirge“ der Geologen) dar über einem tiefer liegenden *Unterbau*, welcher aus älteren gefalteten Krustenteilen aufgebaut wird, und dem *Tiefenbau* (dem „Grundgebirge“ der Geologen), worunter die hochkristallinen, meist noch tiefer liegenden Faltungsstrukturen verstanden werden. In Mitteleuropa wird von Geologen auch der Unterbau oft dem „Grundgebirge“ zugerechnet. Eine bedeutende Diskordanz trennt in der Regel den flachliegenden Oberbau von seinem Sockel. Dieser muß offenbar große Starrheit besitzen. Denn allein so ist es zu verstehen, daß die zum guten Teil marinen Deckschichten trotz immerhin ansehnlicher Vertikalbewegungen ihre flache Lagerung im wesentlichen beibehalten haben. Nur hier und da werden sie von Flexuren oder Brüchen disloziert. Man nennt solche Schichttafeln aus den

angeführten Gründen *stabile geologische Schelfe*. Für großräumige starre Grundstrukturen ist die Bezeichnung *Kratogen* (L. Kober, 1921) oder *Kraton* (H. Stille, 1924) üblich geworden.

Bruchschollenländer – labile geologische Schelfe

Es gibt allerdings Schelfstrukturen, die stärker differenzierte Vertikalbewegungen erlitten haben. Sie sind, wie etwa im alpidisch nicht gefalteten Mitteleuropa, durch Brüche in ein Mosaik gehobener, gesenkter und gekippter Schollen zerlegt. In den Hochschollen kommt der gefaltete Unterbau (Kraton) zutage, stellenweise auch kristalliner Tiefenbau. In den Senkungsgebieten können die epikontinentalen Sedimente bedeutende Mächtigkeiten erreichen, und hier gibt es als Auswirkung pressender Bewegungen der umrahmenden Hochschollen auch mäßige Schichtfaltung in den Sedimenten, die H. Stille (1924) als *Rahmenfaltung* bezeichnet hat. Im Gegensatz zu den wenig gestörten, stabilen Schelfstrukturen liegen hier *Schollenländer* bzw. *Bruchschollenländer* oder *labile geologische Schelfe* vor.

Im nichtalpidischen Mitteleuropa kam es bei der Zerteilung von Deck- und Grundgebirge in ein Schollenmosaik (germanotype und saxonische Tektonik) zur Ausbildung bevorzugter Bruchrichtungen. Bei einem Störungsverlauf im Sinne des Oberrheingrabens spricht man von *rheinischem* Streichen, bei Nordwest-Südost-Orientierung von *herzynischem*⁹ und bei Nordost-Südwest-Richtung von *erzgebirgischem* Streichen. In Hochgebirgen Asiens, dem Tien Schan, Altai und Sajan treten lang hinziehende Ketten auf, die dennoch Bruchschollen, Horste, darstellen, weshalb diese Gebirge als *Kettenschollengebirge* bezeichnet werden können. Zu den Bruchschollenerscheinungen gehören auch die *Grabenbruchsysteme* und die einseitigen *Bruchstufen* der Festländer, wie sie z. B. das östliche Afrika oder Vorderasien durchziehen. Es sind Großstörungen von kontinentalen Ausmaßen und erheblich größerem Tiefgang als ihn die saxonische oder germanotype Tektonik hat. Mit dieser Tatsache steht das Aufdringen von meist basischen Gesteinsschmelzen aus der Unterkruste oder aus dem Grenzbereich von Unterkruste und Mantel bis an die Erdoberfläche in Zusammenhang. (Kap. II C).

Labile geologische Schelfe werden schließlich bis zu hunderten von Kilometern Länge von *Lineamenten* durchsetzt, die als Baublockgrenzen, einfache Brüche oder Blattverschiebungen auftreten können. An diese Strukturen sind kaum vulkanische Erscheinungen, häufig aber Erdbebengebiete geknüpft, wie im Inneren Anatoliens oder an der San-Andreas-Linie in Californien, wo entlang der Störungslinie pleistozäne Terrassensedimente 4,8 bis 16 km, oligozäne Ablagerungen sogar 280 km weit gegeneinander verschoben worden sind (I. C. Crowell, 1962; Bild 152).

⁹ Herzynisches Streichen ist nicht identisch mit der Anordnung der Gesteinszonen bzw. der Faltungsstrukturen im Harz. Diese erstrecken sich zum großen Teil in NE-SW Richtung.

Kontinentalschilde – Kontinentalkerne – Kontinentalschwellen

In gewissen Teilen der flachen Kontinentalbereiche liegt gefalteter Untergrund seit sehr langer Zeit entblößt zutage. Er zeichnet sich dadurch aus, daß in ihm die Faltungserscheinungen uralte, jedenfalls vorkambriert sind. Erst in den Randgebieten treten flach liegende Deckschichten auf und auch diese sind von paläozoischem, vielfach von altpaläozoischem oder gar vorpaläozoischem Alter. So ist es insbesondere beim Baltischen Schilde beiderseits der nördlichen Ostsee, beim Canadischen rings um die Hudson Bay, beim Guayana und Brasilianischen Schilde (Saõ Francisco Kraton). Solche uralte gefalteten und seit langem nicht mehr vom Meer überspülten, flachen Aufwölbungen des Kontinentalgebiets (*Schilde*) werden auch als *Kontinentalkerne* bezeichnet, weil sich zeigen läßt, daß in der überblickbaren geologischen Geschichte die Kontinente im großen und ganzen um diese Kerngebiete herum an Umfang zugenommen haben. In der Geologie werden sie auch Blöcke genannt. Diese Bezeichnung ist in der Geomorphologie, wo das Wort Block ausgiebig in ganz anderem Sinne benutzt werden muß, weniger empfehlenswert.

Nicht überall sind die Flachlandschaften weiträumiger uralter Schichtfaltung so weitgehend von Meeresüberflutungen verschont geblieben wie anscheinend im Baltischen oder Canadischen Schild. Namentlich in den Südkontinenten, in Brasilien, in Afrika und Australien stecken bauverwandte Grundplatten, die jedoch stellenweise marine Sedimentdecken tragen. Hier gibt es örtlichen Wechsel von Schildstruktur und Schichttafel bzw. von geologischem Kerngebiet und stabilem geologischem Schelf.

Neben den Schilden und den Schichttafeln gibt es in den flachen Kontinentalbereichen auch *Schwellen*, meist von länglicher Gestalt, die ohne Rücksicht auf die Verteilung von Schichttafeln und Schildbereichen durch sanften aber stetigen Aufschwung recht erhebliche Höhenunterschiede aufweisen können. Solche Kontinental-Schwellen sind etwa die Lundaschwelle, Ober Guinea Schwelle, auch Teile des Brasilianischen Berglandes. O. Jessen (1943) hat darauf aufmerksam gemacht, daß diese Schwellen vielfach als Randschwellen der Kontinente entgegen treten. Sein Versuch, diese Schwellen auf Vertikalbewegungen in der Kruste zurückzuführen, die durch die unterschiedliche Wärmebilanz von Ozeanboden und Kontinentoberfläche verursacht sein sollen, ist interessant, steht aber wohl zurück hinter anderen Erklärungsmöglichkeiten, wie sie z. B. die Plattentektonik bietet.

Verschiedenheit der zutage liegenden Strukturen und Verschiedenheit des Auf und Ab der nebeneinander liegenden Krustenteile treten in den kontinentalen Flachländern weithin in sehr großflächiger Anordnung entgegen. Kleinräumiger gekammert sind die Bruchschollenländer der labilen geologischen Schelfe und besonders die Grabenfluchten der Hauptbruchzonen. Aber kreuz und quer geordnete Verteilung der Oberflächeneinheiten überwiegt auch in diesen gegenüber der betonten Längsanordnung des Kettenreliefs. Im ganzen ergibt sich so, wie schon früher erwähnt wurde, als Charakteristikum der kontinentalen Flachländer ein meist weiträumiges, nur örtlich stärker aufgegliedertes Felderrelief.

Strukturen der ozeanischen Räume

Die geologischen Strukturen der ozeanischen Räume liegen nicht großflächig oder wenigstens längs bevorzugter Linien unmittelbar beobachtbar zutage wie jene des Festlandes. Sie können nur auf Grund mehr oder weniger punktwieser Sondierung und deren gedanklicher Verknüpfung näherungsweise erschlossen werden. Sie bilden daher nicht wie die weithin gut bekannten Festlandstrukturen gegebenenfalls eine sichere Grundlage für geomorphologische Überlegungen, sondern eine möglichst sorgfältige Auswertung des subozeanischen Reliefs muß mithelfen, einleuchtende Vorstellungen über die dort vorhandenen feineren geologischen Strukturen überhaupt zu gewinnen. Deswegen können Aussagen über die Strukturen der ozeanischen Räume, welche über das zur Deutung der größten Formenanlagen der Erde in Kap. II C Gesagte hinausgehen, unserer eingehenderen Behandlung der verschiedenen Kategorien von Oberflächenformen der Erde nicht vorausgestellt werden. Vielmehr können die betreffenden Strukturfragen erst im Kap. III L im Zusammenhang mit der Geomorphologie des Meeresbodens erörtert werden.

Stellenweise gibt es vor allem auf dem Kontinentalfuß und innerhalb der ausgedehnten Flachbereiche der Tiefsee Becken auch schärfer geprägte Formen von untergeordneter Ausdehnung. Handelt es sich um Aufragungen, so spricht man je nach der Größe von Tiefsee Bergen (sea mount), Tiefsee Kuppen, Tiefsee Hügeln (abyssal Hill), welcher Begriff aber wesentlich größere Formen mit umfaßt als das deutsche Wort Hügel. Örtliche Eintiefungen werden als Tiefe, Grube, Loch bezeichnet und bei länglicher Form auch als Rinne. Soweit die Aufragungen Kegelgestalt, die Vertiefungen Trichtergestalt haben, dürfte es sich meist um vulkanische Formen handeln. Einseitig gestrecktes oder unruhiges Sonderrelief auf dem Kontinentalfuß dürfte eher auf unvollständig zugeschüttetes Schollenrelief schließen lassen, u. U. sogar auf abgesunkene Reste eines ehemaligen subärischen Abtragungsreliefs.

3. Vulkanische Aufbauformen und ihre Begleiterscheinungen

Einführung

Große Teile der Erdoberfläche, insbesondere der Ozeanböden, werden aus Vulkaniten bzw. Magmatiten aufgebaut. Die medianen, aber auch die marginalen ozeanischen Rücken sind infolge der hier herrschenden *distraktiven Bruchtektonik (Dehnungstektonik)* Zonen ständiger Neubildung von Erdkruste durch den Aufstieg basaltischer Schmelzen aus der Tiefe. Auch die Grenzbereiche von labilen geologischen Schelfen, Geosynklinalen oder junge Kettengebirge sind oder waren Gebiete eines intensiven Vulkanismus.

Das Empordringen von schmelzflüssigem Material, *dem Magma*, aus dem Erdmantel oder aus tieferen Teilen der Erdkruste und die damit verbundenen Begleitvorgänge werden als *vulkanische Erscheinungen* oder Vulkanismus bezeichnet. Teilweise sind diese Begriffe noch weiter gefaßt, da auch alle Vorgänge, die mit der Entstehung des Magma verbunden sind, hinzugerechnet werden.

Gelangt die aufsteigende Schmelze an die Erdoberfläche, so wird sie als *Lava* oder in Form von *Tephra*, das sind vulkanische Lockerprodukte, die bei Vulkan- ausbrüchen durch die Luft geworfen werden, ausgebreitet. Dadurch bilden sich neue Oberflächen, *vulkanische Aufschüttungsoberflächen*. Durch Gasausbrüche oder durch ihre Mitwirkung entstehen vielfach ebenfalls neue Formen, wie z. B. Trichter, und durch Entleerung von Magmenkammern Einbrüche über den gebildeten Hohlräumen. Die Vorgänge, die zur Schaffung dieser Landoberflächen führen, zählen zu den eindrucksvollsten geomorphogenetischen Prozessen auf der Erde und führen zu einer außerordentlichen Formenvielfalt, wie uns Gebiete mit rezentem oder erloschenem Vulkanismus verdeutlichen.

Mit dem Vulkanismus sind nicht selten Aufwölbungen und Einsenkungen der Erdoberfläche verbunden, die mit Massenverlagerungen der Magmen unter der Erdoberfläche in Zusammenhang stehen. In einen Gesteinsverband eindringendes Magma vermag das darüber lagernde Gestein emporzustemmen und kann zu *Tiefengesteinskörpern* oder *Plutonen* erstarren. Die lang anhaltende Aufwärtsbewegung meist saurer Magmen folgt häufig Schicht- oder Schieferungsflächen des Gesteins, sie fügt sich also konkordant in den Gesteinskomplex ein, weshalb man von „*konkordanten*“ Plutonen oder *Lakkolithen* spricht. In der Regel haben sie in Anpassung an Schichtung oder Schieferung plankonvexe oder bikonvexe linsenförmige Gestalt. Dagegen sind *Batholithe* Intrusivkörper aus Granit, Granodiorit oder Quarzdiorit mit nach außen geneigten Grenzen gegen die Tiefe hin, die das Nebengestein diskordant durchsetzen. Alle Erscheinungen, die mit der Platznahme von Plutonen in Verbindung stehen, werden unter dem Begriff *Kryptovulkanismus* zusammengefaßt.

Die geschaffenen vulkanischen Formen unterliegen an der Erdoberfläche der Einwirkung der morphodynamischen Prozesse und damit der Abtragung. An lockeren vulkanischen Aufbauten zeigen sich manchmal sehr schnell und auffällig ihre Spuren. Bei stark abgetragenen alten Vulkanstrukturen erinnern die herauspräparierten Gesteinsunterschiede noch lange an die einstige vulkanische Natur der Anlage. Deswegen wird manchmal von vulkanischen Erosionsformen gesprochen. Man sollte aber diesen logisch nicht einwandfreien Sprachgebrauch vermeiden und sich gegenwärtig halten, daß hierbei nicht vulkanische Formen, sondern an vulkanischen Strukturen ausgearbeitete Abtragungsformen vorliegen. Sie sind durch die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten der Abtragung bestimmt und werden nur in Einzelzügen durch die Anordnung und die petrographische Differenzierung des vulkanischen Substrats beeinflusst.

Physikalisch-chemische Eigenschaften der Magmen und Laven und ihre geomorphologische Bedeutung

Die stoffliche Zusammensetzung und die Temperatur der Magmen bedingen allgemein die Viskosität (Zähigkeit) und damit die Beweglichkeit der Schmelze, die Art der vulkanischen Tätigkeit, die sehr verschiedene Ausbildung der Förderprodukte sowie Form und Bau der Vulkane. Die Viskosität nimmt in diesen Silikatschmelzen innerhalb und unterhalb der Erdkruste mit steigendem Gehalt

an SiO_2 und Al_2O_3 (bei konstanter Temperatur) bzw. bei allen Zusammensetzungen mit sinkender Temperatur zu. Das ist von besonderer geomorphologischer Bedeutung, da saure¹⁰ Magmen oder Laven in der Regel weitaus zähflüssiger und langsamer als basische Schmelzen sind.

Da Magma leichtflüchtige Bestandteile molekular gelöst enthält, besitzt es gegenüber den überlagernden Gesteinen der Erdkruste meist geringeres spezifisches Gewicht und erfährt deshalb einen isostatischen Auftrieb. Aufstieg einer Schmelze bedeutet jedoch Wärmeabgabe und Beginn der Ausscheidung von Mineralen mit hohen Schmelzpunkten. Diese haben, da sie keine Gase enthalten, die Tendenz abzusinken, so daß sich aus dem mit Gasen untersättigtem *Hypomagma* (oder dem primären basischen subkrustalen Magma) (T. A. Jaggar, 1936) der Asthenosphäre ein gasübersättigtes *Pyromagma* oder eine *Restschmelze* entwickelt. Als erste Minerale bilden sich unter normalen Bedingungen (z. B. langsame Entgasung) zuerst Fe- und Mg-reiche dunkle Olivine, Augite und kalkreiche Feldspäte, die die wichtigsten Bestandteile des Basalts sind. Darauf folgen Hornblende und stärker natron-, d. h. alkalireiche Feldspäte, die in den Andesiten dominieren. Die anschließende Ausscheidung von hellem Kalifeldspat läßt Foidite und Tephrite entstehen und das Hinzutreten von Kieselsäure führt zu Gesteinen mit SiO_2 -Überschuß, zu Trachyten und Phonolithen. In Rhyolithen und Dazitzen sind schließlich die hellen Minerale Sanidin, Leucit, Nephelin und Hayn enthalten. Im Verlaufe dieser *gravitativen Kristallisationsdifferentiation* ändert sich die stoffliche Zusammensetzung der Restschmelze vollständig, damit auch der Ausbruchmechanismus, der Bau und die Form eines Vulkans (s. S. 70 ff.).

In der Restschmelze erfolgt wegen dieser gravitativen Differentiation eine Gasanreicherung (u. a. Wasserdampf, CO_2 , Schwefelverbindungen), die zum Aufstieg von Gasblasen im Pyromagma, also zu einer Phasentrennung von flüssigen und gasförmigen Bestandteilen und zu Störungen des hydrostatischen Gleichgewichts führt. Dieser mit Stoffumlagerung verbundene Gastransport bewirkt ebenfalls eine Veränderung des Chemismus der Schmelze, die als *pneumatolytische Differentiation* bezeichnet wird. Sie kann allerdings nur bei relativ niedrigem Druck und bei langsamer Entgasung erfolgen und wird begünstigt durch eine große vertikale Ausdehnung von Magmenkammern. In sauren oder granitischen Teilschmelzen sind wegen der hohen Viskosität des Magmas gravitative und pneumatolytische Differentiation stark behindert. Darauf ist zum größten Teil die stärker *explosive Tätigkeit* der sauren Schmelzen bei Druckentlastung gegenüber den vorwiegend *effusiven Äußerungen* der basischen Magmen, die eine große Ausfließbereitschaft zeigen, zurückzuführen.

Der Magmenaufstieg vollzieht sich häufig nicht unmittelbar entlang *abyssischer Spalten* aus der tiefen Erdkruste oder gar der Asthenosphäre bis an die Erdoberfläche, sondern ist durch Einschaltung von sekundären *Herden* in der höheren Erdkruste unterbrochen. In diesen erleidet das Magma weitere Veränderungen

¹⁰ Von sauren Magmen oder Gesteinen ist in der Petrographie die Rede, wenn ihr Gesamt-SiO₂-Gehalt über 65% ansteigt. Liegt er unter 52%, dann sind Schmelzen oder Gesteine basisch oder alkalisch. Den Bereich zwischen 52% und 65% nehmen die intermediären Gesteine bzw. Schmelzen ein.

bei Lösung von Nebengestein durch das Herdmagma. Diese *Assimilation* führt zur Neubildung von Kristallen, die absinken, und zur Vermehrung der Gasphase durch die leichtflüchtigen Bestandteile der assimilierten Gesteine, die aufsteigen. Eine starke Veränderung des Chemismus der Schmelzen durch diese Prozesse führt zur Bildung *syntektischer* Magmen und ist häufig Ursache *ejektiver* oder *explosiver Tätigkeit*.

Der verschiedene Grad der Differentiation und der Assimilation hängt ab von der Tiefe und der Form der Herde, den regionalen geologischen Verschiedenheiten und dem Faktor Zeit (H. Pichler, 1970). Ein eindrucksvolles Beispiel liefern die italienischen Vulkangebiete, denn sie beweisen durch den verschiedensten Chemismus der Förderprodukte die Existenz zahlreicher selbständiger Herde in der Kruste, in denen die Entwicklung der Schmelze verschieden verlief oder zum Zeitpunkt des Paroxysmus unterschiedlich weit fortgeschritten war. Der Reichtum an verschiedenen vulkanischen Oberflächenformen in der toscanisch-latischen oder campanischen Vulkanzone mit Lockermaterialkegeln, Schlackenkegeln, Schlackenwällen, Stratovulkanen, Lavaströmen, Staukuppen, Ignimbritdecken, Calderen (s. S. 70ff.) ist darauf gegründet.

Stofftrennung und Lösung des Nebengesteins im Herd und im Förderschlot während Ruheperioden vulkanischer Tätigkeit werden auch aus der Aufeinanderfolge verschieden zusammengesetzter vulkanischer Förderprodukte deutlich, indem zuerst die spezifisch leichteren, an flüchtigen Bestandteilen reichen Differentiate, die sich in Herd oder Schlot oben angereichert haben, erumpiert werden und danach die schwereren und weniger sauren Teilschmelzen. Mit dieser zeitlichen Abfolge der Förderprodukte gehen eine Veränderung der Art der Tätigkeit von mehr explosiver zu effusiver Aktivität und Veränderungen in der Form der Vulkane einher. Zu den Beispielen, die in dieser Hinsicht am besten untersucht sind, gehören der Vesuv (A. Rittmann, 1933) und die Albaner Berge (M. Fornasari u. a., 1963) (Fig. 17).

Schließlich führt ein weiterer Vorgang zu chemischen Veränderungen der Schmelze und zu den angedeuteten geomorphologischen Konsequenzen. Es ist die *Anatexis*, das partielle Aufschmelzen der Gesteine der Erdkruste im Kontaktbereich mit dem Magma. Es entstehen bei diesem Vorgang gashaltige sekundäre Schmelzen, die auch *anatektische Magmen* genannt werden. Infolge des Gehaltes an leicht flüchtigen Stoffen, können sie sehr beweglich sein.

Typisierung vulkanischer Tätigkeit und ihrer Förderprodukte

Die chemisch-physikalischen Eigenschaften der Magmen bzw. der Laven bestimmen die Tätigkeitsarten der Vulkane und ihre Förderprodukte. Da diese Eigenschaften aus den oben erwähnten Gründen im Laufe der Zeit einem Wandel unterliegen, wechseln auch die Tätigkeitsmerkmale. Kaum ein Vulkan gleicht deshalb vollständig nach Beschaffenheit des Fördermaterials, der Dauer seiner Tätigkeit oder dem Fördermechanismus einem anderen. Aus dem gleichen Grunde kommen an den einzelnen Vulkanen verschiedenartige Ausbrüche und Typen der Tätigkeit vor. Die von G. Mercalli (1907) und A. Lacroix (1908) vor-

geschlagene phänomenologische Systematik der Vulkantätigkeit nach einem *Hawaii-, Stromboli-, Vulcano- und Pelée-Typus* kann daher nur in grober Annäherung den Charakter der Gesamttätigkeit eines Vulkans wiedergeben, sie ist nicht für einzelne Ausbrüche anwendbar. Außerdem sind die Kenntnisse über das Wesen der meisten Vulkane der Erde zu gering, um sie ohne weiteres in diese Systematik einordnen zu können.

Wesentlich ist die Unterscheidung in Vulkane mit Förderung relativ dünnflüssiger Laven und solche, die sich durch Zähigkeit von Magma und Lava auszeichnen. Vulkane, die vorwiegend basische, also dünnflüssige Lava hoher Mobilität fördern, senden viele Lavaströme aus, sie zeigen Schlacken- und Lavawurf-tätigkeit und seltener ereignen sich Aschenausbrüche. Bei saurer, d. h. zähflüssiger Förderung von Magma und Lava sind starke Bimsstein- und Aschenausbrüche sowie Stau- und Stoßkuppenbildung typisch. Zwischen diesen beiden Gruppen von Vulkanen gibt es die verschiedensten Zwischentypen. So hat etwa der Tätigkeitscharakter des Vesuv seit dem Jungpleistozän zwischen effusiv und explosiv mehrmals gewechselt.

Die Oberflächen von Lavaergüssen weisen ein Kleinrelief auf, das aus dem Gegeneinanderwirken der schon in Erstarrung begriffenen Oberfläche und dem noch in Bewegung befindlichen Inneren der Ergußmasse herrührt, d. h. also von der Viskosität der Lava und damit der Art der Bewegung. Zwei Haupttypen der Oberflächengestaltung lassen sich dabei unterscheiden. Im einen Falle verhält sich die Oberfläche hautartig geschmeidig, fast glatt, *dermolithisch* im Sinne von T. A. Jaggar (1936). Im anderen Falle verhält sich die Oberfläche im Verhältnis zu den darunter anhaltenden Bewegungen spröde, *aprolithisch* oder *castolithisch* nach Jaggar. Dann ergibt sich eine sehr rauhe, rissige, zackige Oberfläche. Schwach entgasende Lava ist wohl die Voraussetzung für die Entstehung der glatteren Oberflächen. Starke Gasabgabe zerreißt die Oberfläche und macht sie rau. Aber es dürften auch noch andere Ursachen bei diesen Unterschieden mitsprechen. Übergänge zwischen den Haupttypen kommen vor, manchmal auf kürzeste Entfernung. (Bild 154, 155.).

Die *Dauertätigkeit großer Vulkane* ist häufig durch *langsame Effusion* dünnflüssiger Lava aus dem Gipfelkrater oder aus lateralen Ausbruchstellen gekennzeichnet, die kilometerlange relativ schmale Ströme entstehen läßt. Bei geringem Gefälle erfolgt eine deckenartige Ausbreitung, die Bildung von Basaltdecken von teilweise riesigen Ausmaßen. Die ausströmende heiße Lava steht unter ruhiger Entgasung, so daß sich, zumindest in den oberflächennahen Teilen des Lavaströmes, eine blasenreiche, recht zähflüssige Haut bildet, die von der laminar fließenden Lava im Inneren des Stromes mitgeschleppt wird. Bei konstant bleibender Fließgeschwindigkeit über einer Oberfläche ohne Gefällsbrüche entsteht *glatte Fladenlava*. Wechselnde Böschungswinkel führen zu einem Zerbrechen der glatten Fladenlava in tafelartige, kleinporige Bruchstücke, zu *Schollenlava*, deren Schollen bei Verlangsamung der Bewegung zu einem Haufwerk von Schollen (*Schollendomen* oder *Schollenrücken*) übereinandergetürmt werden. Unter Umständen wird bei Stauung eines Glutflusses seine Decke gesprengt und Lava fließt aus. Bei mehrfacher Wiederholung dieses Vorganges am gleichen Ort bildet sich eine *wurzellose Fließkuppe*, während in häufigeren Fällen Fließkuppen über lava-

fördernden Spalten entstehen, aus denen der Schmelzfluß ruhig ausströmt (z. B. Vesuv, Ätna, besonders aber Schildvulkane des Pazifischen Ozeans). Erfolgt die Bewegungsverzögerung bei noch nicht erstarrter Oberfläche, dann wird die hochviskose Haut gefaltet, und diese Falten werden bogenförmig zu *Seil-* oder *Stricklava* ausgezogen.

Wenn die Kruste eines Stromes aus dünnflüssiger Lava noch wenig mächtig ist und wegen fortdauernder Bewegung Risse in ihr entstehen, dann dringt entlang dieser Risse Lava auf und erstarrt an der Oberfläche zu unregelmäßigen ineinander verschlungenen Gebilden, zu sogenannter *Gekröselava*. Alle erwähnten Lavaformen werden unter dem Begriff *Fladenlava* oder nach einem hawaiischen Ausdruck als *Pahoehoe* zusammengefaßt. (Bild 154.)

Buckelförmige Auftreibungen der Lavoberfläche durch Gasansammlung und das Sprengen solcher Auftreibungen unter Ausschleudern von heißen Lavafetzen und Schlacken, die beim Zurückstürzen rings um die Ausbruchsstelle zusammenbacken und steile *Lavaschnsteine* und *Spratzkegel* aufbauen, vervollständigen das abwechslungsreiche Bild der Kleinformen auf der Oberfläche von Lavaergüssen (Bild 155). Sie werden auch *Tröpfchenkegel* oder *Hornitos* (span. horno = Ofen) genannt.

An basische Laven ist als weiterer Tätigkeitstyp die *Schlacken- und Lavawurftätigkeit* gebunden. Fetzen von Lava werden durch die freiwerdenden Gase mitgerissen und aus dem Förderschlot ausgeworfen. Wenn sie während des Fluges abkühlen, erstarren sie zu schaumig aufgeblähten, schlackenartigen, zackigen Fragmenten, den *Wurfschlacken*. Als *Bomben* werden sie bezeichnet, wenn sie zu Beginn des Fluges durch Rotation eine aerodynamische Form angenommen haben. Erfolgt die Abkühlung der Lavafetzen erst nach dem Aufschlag auf den Boden, wobei sie fladenartig breitgequetscht werden, dann backen sie an der Aufschlagstelle zu *Schweißschlacken* zusammen. Bei länger anhaltender Aktivität entstehen so *Wurfschlacken-* und *Schweißschlackenkegel*. Schlacken- und Lavawurftätigkeit ist häufig am Stromboli zu beobachten, weshalb sie als strombolianische Tätigkeit charakterisiert wurde. Die Tätigkeit dieses Vulkans beschränkt sich aber nicht auf den Auswurf von Schlacken und Lavafetzen, sondern wird auch von rhythmischer Dampftätigkeit und durch Lavaergüsse abgelöst. Die Förderung von Schweißschlacken, Wurfschlacken und Bomben oder auch nur von *Lapilli* (kleine Würflinge) wird stark vom Magmenstand im Förderschlot bestimmt und ist hier im Sinne eines sinkenden Magma-Spiegels aufgezählt.

Bei Lava mittlerer Viskosität und offenem Förderschlot können sich rasche *terminale* oder *laterale Eruptionen* (*Gipfel-* oder *Flankenaustrüche*) ereignen, die effusiven, explosiven oder gemischten Charakter haben und miteinander wechseln. Während explosive Ausbrüche nur intermediäres bis saures Lockermaterial liefern, kommt es bei den effusiven, aber auch bei den gemischten Eruptionen zur Förderung von Lava. Die Oberfläche der Lavaströme ist mit rauhen Blöcken und schlackigen rundlichen bis zackigen Brocken bedeckt. Diese *Brockenlava* (Schollenlava), auf Hawaii *Aa-Lava* genannt, entsteht, wenn die bereits halberstarrte ziemlich mächtige Haut von der darunter fließenden Gesteinsschmelze mitgenommen wird. Sie ist jedoch nicht mehr so beweglich, daß sie zu *Seillava* (Stricklava) umgeformt werden könnte, sondern zerbricht entlang von Zerr- und

Scherklüften. Die Bruchstücke nehmen infolge Entgasung schlackiges Aussehen an.

Ausbrüche bei verstopftem Schlot sind überwiegend an zähflüssige Magmen gebunden. Sie stellen wohl die häufigste Art von Eruptionen auf der Erde dar und zeichnen sich durch große Mannigfaltigkeit aus. Neben Lavaströmen werden Aschen, *Bimssteine* oder *Brotkrustengebomben* gefördert. Die Bildung der hochporösen, stark aufgeblähten und glasig erstarrten Bimssteine erfolgt bei heftigen Explosionen rhyolithischen, dazitischen, trachytischen und phonolithischen Materials während des Fluges durch die Luft. Die hohe Viskosität der Lava verhindert das Entweichen der Gase, sie werden in zahllosen rundlichen oder länglichen Bläschen im vulkanischen Glas eingeschlossen. Die einzelnen Fragmente reiben sich auf ihrem Flug aneinander, werden gerundet und in die durch Abrieb entstandene Glasasche eingebettet. Brotkrustengebomben entstehen bei noch flüssigem Kern der Bomben, der sich bimssteinartig aufbläht und die bereits erstarrte, glasige, dünne Kruste reißen läßt.

Wegen der Zähflüssigkeit bilden sich aus Lavaströmen bei Erstarrung Oberflächen, die unter *Blocklava* zusammengefaßt werden. Die mechanische Beanspruchung bei der langsamen Bewegung ruft den Zerfall in kompakte, porenarme Polyeder hervor, die auf dem Rücken des Lavastromes mitgenommen und durcheinandergewürfelt werden.

Das berühmte Beispiel eines derartigen gemischten Ausbruchs ist der plinianische Ausbruch des Vesuv im Jahre 79 n. Chr., der zur Zerstörung der Gipfelpartien des Monte Somma führte. Wegen der niedrigen Temperatur der Schmelze bleibt der Schlot nicht geöffnet, sondern „frier!“ zu und muß vor jedem Ausbruch erneut geöffnet werden.

Mit der langsamen Extrusion von kieselsäurereicher zähflüssiger Lava verbindet sich die *Staukuppen- und Glutwolken-tätigkeit* (Pelée-Typus). Die Lava staut sich über der Schlotmündung zu *Staukuppen* und in kurzen steilen Lavaströmen oder bei sehr hoher Viskosität zu *Stoßkuppen*. Aus diesen Stau- oder Stoßkuppen oder neben ihnen brechen von Zeit zu Zeit unter heftigen Explosionen Gase, unter Umständen *Glutwolken* (A. Lacroix 1907/08: Nuées ardentes) von verheerendem Ausmaß hervor, die sich in stark turbulenter Bewegung mit großer Geschwindigkeit (bis 150 m/sek) dem natürlichen Gefälle folgend, ausbreiten (Montagne Pelée 1902/03, Katmai 1912, Merapí auf Java). Die hohe Mobilität dieser Glutwolken ist durch expandierende (verbrennende) Gase gewährleistet, die bei der Entgasung der Schmelzpartikel (Aschen) freigesetzt werden.

An nahezu allen dauernd tätigen Vulkanen schaltet sich immer wieder *Aschenwurf-tätigkeit* ein. Diese in die Literatur eingeführte Bezeichnung ist ungenau, da nicht nur Aschen, das sind staubartige bis sandige Lockerstoffe mit Durchmessern unter 2 mm, sondern auch Lapilli („Steinchen“) von 2–64 mm Durchmesser und Blöcke mit mehr als 64 mm Durchmesser gefördert werden. Erleiden diese klastischen Gesteine Verfestigung, so spricht man von *Tuff*. Vollzieht sich dieser Prozeß der Verfestigung unter Wasser, wobei häufig sedimentäres Material beigemischt wird, dann entstehen *Tuffite*. Erheblichen Einfluß auf die oberflächliche Verbreitung des Materials bei Aschenwurf-tätigkeit haben die Stellung des Förderkanals und die Stärke der herrschenden Winde (Fig. 13).

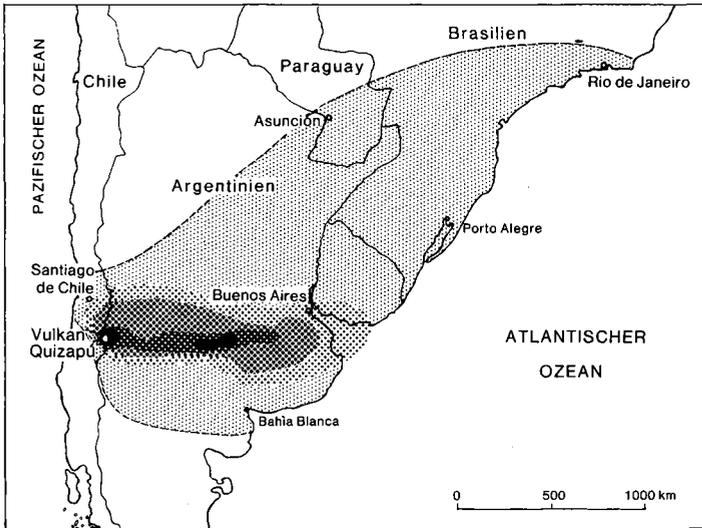


Fig. 13. Mächtigkeit und Verbreitung der Aschenablagerung nach der Eruption des Quizapú in Chile im April 1932. (Nach W. Larsson 1937, S. 33.)

Die Stärke einer vulkanischen Eruption, die vorherrschende Windrichtung und die Korngröße der Aschen bestimmen deren Ausbreitung. Aschen des Quizapú in der chilenischen Provinz Talca gingen nach einer Eruption des Vulkans im April 1932 über einem riesigen Gebiet des mittleren Südamerika nieder. Die zur Zeit des Ausbruchs vorherrschende kräftige, südhemisphärische Westwindtrift (Herbst!) führte zu einer Ablagerung vornehmlich im Osten des Vulkans. Die durchschnittliche Korngröße der Aschen nahm dabei ziemlich regelmäßig mit dem Logarithmus der Entfernung ab.

Von geringer geomorphologischer Bedeutung sind die Aktivitäten des ausklingenden Vulkanismus oder zwischen zwei Paroxysmen, die *Fumarolen-*, *Solfataren-* und *Thermaltätigkeit*. An heißen Fumarolen bilden sich Sublimate von Chloriden und Sulfaten der Alkalien, Verbindungen von Kupfer, Mangan, Blei und Zink. An Solfataren setzt sich Schwefel durch Oxidation von Schwefelwasserstoff ab und aus Thermalwässern, beispielsweise *Geysiren*, scheiden sich Kiesel-sinter aus (Yellowstone-Nationalpark, Neuseeland).

Bau und Form der Vulkane

Die Viskosität der Schmelze bestimmt neben dem Tätigkeitstypus in erster Linie auch Art und Form der entstehenden Vulkanbauten. Basische Magmen, die viel Mg, Fe und Ca enthalten, sind meist heiß und dünnflüssig und entgasen leicht. Aus diesem Grunde bauen nahezu ausschließlich Laven den Vulkan auf. Man

spricht deshalb von *Lavavulkanen*. Mit Zunahme der Viskosität steigt die Neigung zu explosiver Gasentbindung. Neben Lavaströmen werden reichlich Lockerprodukte gefördert, es entsteht ein *gemischter Vulkan* oder ein *Stratovulkan*. Bei noch größerer Viskosität kommt es zur Bildung von *Staukuppen* oder sogar *Stoßkuppen*, deren Entstehung von sehr heftigen Explosionen begleitet ist. Das Maximum gewaltsamer Entgasung weisen die Ausbrüche ohne bedeutende Lavaförderung auf. Durch sie kommt es zur Entwicklung von *Lockermaterialvulkanen* (Lockervulkane oder weniger zutreffend auch als Aschenvulkane bezeichnet).

Modifizierend wirkt sich auf die Gestalt der Vulkane die Form des Förderkanals von Schmelze und Gas aus. Bei röhrenförmigem Schlot entstehen *Zentralvulkane*, werden die Produkte dagegen aus einer viele Kilometer langen klaffenden Spalte erumpiert, dann bildet sich ein *Linearvulkan*.

Zu geologisch und geomorphologisch sehr komplexen Vulkanbauten kommt es infolge langer Pausen in der Tätigkeit einzelner Vulkane (s. S. 81). Die Differentiation des Magmas in den Ruhepausen führt zu veränderter Tätigkeit und zur Veränderung der Gestalt des Vulkans.

Von geomorphologischer Bedeutung ist schließlich, ob die vulkanische Bauform im Verlaufe einer einzigen Eruptionsphase oder im Verlaufe von mehreren Zyklen entsteht. Danach werden *monogene* und *polygene Vulkane* unterschieden. Monogene Vulkane sind, jeweils innerhalb der oben erwähnten Gruppen, in der Regel wesentlich kleiner als polygene.

Lavavulkane: Ergußdecken, Schildvulkane

Bei Lavavulkanen dürften namentlich bei Beginn der effusiven Tätigkeit in gewissem Umfang auch Gaseruptionen beteiligt sein, um der Lava durch Schaffung eines oder mehrerer Förderschloten oder bei sehr großen Effusionen durch die Öffnung von Eruptionsspalten den Weg an die Erdoberfläche freizugeben. Dann aber erfolgt bei Lavavulkanen ein ziemlich ruhiger Ausfluß der Lava, die beim Austritt um 1100° bis 1200 °C heiß zu sein pflegt, bei abnehmender Temperatur zähflüssig wird und bei 700° bis 600 °C erstarrt.

Die dünnflüssige Basaltlava bildet große Ebenheiten, flache, weite Lavafelder. Die riesigen Basaltdecken des Dekkan in Indien, des Columbiaplateaus in Nordamerika, des Paraná-Beckens oder Ostpatagoniens in Südamerika, die jeweils Hunderttausende von Quadratkilometern einnehmen und aus vielen Einzeldecken bestehen, werden effusiven Spalteneruptionen zugeschrieben (Plateaubasalte, Flutbasalte, Trappbasalte).

Wegen der Dünnflüssigkeit der Lava genügen geringe Hangneigungen zur Entwicklung langer, allerdings geringmächtiger Ströme, die in ihrer Fließrichtung eine starke Abhängigkeit vom Relief des Untergrundes aufweisen. Die Förderung von Lockerprodukten ist bei Lavavulkanen selten und auf Schlackenkegel oder -ringe beschränkt. Die große Menge und die nahezu gleichbleibende Zusammensetzung der Basaltlava weist darauf hin, daß sie wahrscheinlich aus dem

Erdmantel stammt und direkt und relativ rasch entlang abyssischer Spalten aus der Asthenosphäre an die Erdoberfläche gelangt. Die Oberflächen so gebildeter Basalttafeln sind vielfach außerordentlich flach; die Basalte haben, z. B. in den Snake River-Ebenen in Idaho ein älteres TÄlerrelief bis zu einer bestimmten



Fig. 14. Karte von Hawaii als Beispiel eines Schildvulkans. Maßstab ca. 1:3 Mio.

Bearbeitet unter Benutzung der Angaben des Sowjetischen Seeatlas. Höhenlinien und Tiefenlinien von 500 zu 500 m. Linien von 2000 zu 2000 m verstärkt. Die Insel steigt mit einem Basisdurchmesser bis zu 200 km aus 3500 bis 5000 m Meerestiefe mit 5° bis 10° Hangneigung (100 bis 200‰) bis zum Meeresspiegel, ja stellenweise bis auf 2000 m Höhe an, bevor wesentlich flachere Böschungen einsetzen. Die mächtigen Dome des Mauna Loa (4196 m) und Mauna Kea (4214 m) sind eigentlich nur Kleinformen auf der gewaltigen Wölbung der über dem Tiefseeboden aufgebauten Effusivmasse.

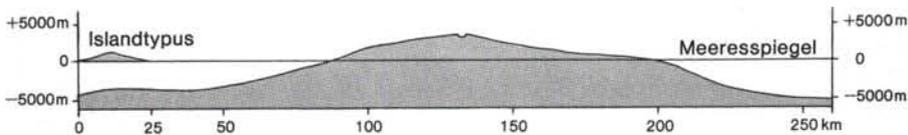


Fig. 15. SW-NE-Profil durch Hawaii und einen isländischen Schildvulkan (gleicher Maßstab!).

Das Profil von Hawaii verläuft von der SW- zur NE-Ecke der Karte (Fig. 14), ist doppelt überhöht und etwas schematisiert, um Besonderheiten des Hawaiitypus der Schildvulkane hervorzuheben. Dies sind im besonderen die Gipfelplateaus, in die Einbruchskrater (Pitkrater) eingesenkt sind. In ihnen treten nicht selten Lavaseen auf. Beispielsweise bestand im Pitkrater des Kilauea auf Hawaii bis 1924 der Lavasee Halemaumau. – Im Vergleich zu dem Hawaii-Typus der Schildvulkane weisen die des Island-Typus wesentlich bescheidenere Dimensionen auf. Ihnen fehlen Gipfelplateaus und Pitkrater.